

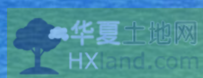
高等学校教材 地球物理系列

系列教材主编：刘光鼎

DIQIU WULI

地球物理测井

CEJING



尉中良　邹长春　编著

地质出版社

DIQIU WULI CEJING

Wei Zhongliang Zou Changchun





ISBN 7-116-04396-9
P·2564 定价：30.00元

高等学校教材
地球物理系列

地球物理测井

尉中良　邹长春　编著



地质出版社
·北　京·

内 容 提 要

本书系统介绍地球物理测井的基本原理、测量方法及在实际中的应用。第一、二、三章介绍电测井、声波测井、核测井三种基础测井的理论、测量、分析方法和应用技术；第四、五章介绍在上述三种测井物理基础上开发出的地层倾角测井、成像测井和核磁共振测井等现代测井技术；第六、七章介绍测井资料解释及测井地质解释。本书是地球物理勘探专业、石油地质专业本科生学习地球物理测井的教科书，亦可供有关专业研究生、科技人员阅读参考。

图书在版编目（CIP）数据

地球物理测井/尉中良等编著．—北京：地质出版社，
2005.8
ISBN 7-116-04396-9



Ⅰ．地...　Ⅱ．尉...　Ⅲ．测井-高等学校-教材
Ⅳ．P631.8

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2005）第 055055 号

责任编辑：陈军中
责任校对：王素荣
出版发行：地质出版社
社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083
电　　话：（010）82324508（邮购部）
网　　址：http://www.gph.com.cn
电子邮箱：zbs@gph.com.cn
传　　真：（010）82310759
印　　刷：北京智力达印刷有限公司
开　　本：787 mm×1092 mm 1/16
印　　张：26.125
字　　数：600 千字
印　　数：1—2200 册
版　　次：2005 年 8 月北京第一版·第一次印刷
定　　价：30.00 元
ISBN 7-116-04396-9/P·2564

中国地质大学（北京）
“地球物理系列教材编委会”



序

地球是一个庞大而复杂的系统。人类在这颗星球上世世代代生息繁衍，并在生产和科学实践中不断地研究和深化对地球的认识。随着人类文明的进步，有数学、物理、化学和地质学等基础学科的诞生；在物理学的领域中，又有取得系统规律性认识的力学、光学、热学、电学、磁学和原子物理学等分支学科。地球物理是应用物理学的理论、方法与技术来研究地球、认识地球，从而相应地又有重力、地磁、地电、地震、地热和放射性等分支学科产生。

地球物理探索地球的各种物理现象本身的规律性，如研究重力场、地磁场、地电场、地震波场等；并利用这些规律性取得对地球的认识，如具有全球分布的地壳、地幔和地核的分层性等等。另一方面，地球物理方法还可激发出多种不同尺度的人工场，如人工电场、电磁场、地震波场等，并利用其探索地球。这样，地球物理可以应用多种物理手段主动灵活地进行目的明确的地球研究，解决经济建设中出现的问题，如矿产资源的探查和开发、环境的监测和保护，以及各种自然灾害的监测与防治等。因此，从某种意义来讲，地球物理有地球物理场作为理论基础，同时又是研究认识地球的高科技。

中国的国民经济建设规模宏伟，对地球物理的需求十分迫切。近年来，中国的油气资源供需矛盾突出，已经引起了广泛注意。远景资源量中还有78%的石油和93%的天然气有待发现，显然亟待增加风险勘探，争取有更多的发现。但是，地质条件的复杂性使勘探具有高难度，致使许多业内人士无限感慨地说油气资源：“成也物探，败也物探”。其实问题何止于油气勘探？煤炭的勘查，恶性事故频发的大小煤矿，如老窖水、瓦斯气、采空区、陷落柱、小断层等一系列的与地质有关的问题，都有待于地球物理去解决；经济建设迫切需要的金属矿如金、铜、铅、锌及各种有色金属矿，实际都处于一种“等米下锅”的状态；如何应用地球物理方法攻深找盲，寻找大矿、富矿，则是当前找矿中的关键问题。为了解决中国北方缺水问题，一直在论证并推行东、中、西三条南水北调的路线，解决这些工程问题必然要用到地球物理；

与此同时，还应使用地球物理方法探查地下水资源，以合理利用江河、湖泊的地面水和地下水资源。此外，长江、黄河的高边坡、堤坝、水库大坝的管涌，以及铁路、公路、桥梁、码头、机场的基础与桩基都需要地球物理工作来提供数据资料以解决问题。总之，在资源、环境的各种领域中，有广泛、大量的地球物理课题，深化地球物理工作，探索其规律，这是时代的要求，必将极有益于我国的国民经济建设。

既然国家经济建设和社会发展对地球物理工作有着广泛的需求（姑且不论地球物理在军事与国家安全上的作用），那么，振兴、开展地球物理工作就具有重要的意义。

北京地质学院于1952年建校时，就有地球物理探矿系和地球物理教研室。在傅承义教授主持工作期间，他首先集中精力抓教材建设，领导并参与研讨教学大纲的编制，指定谭承泽编写磁力勘探，萧敬涌编写重力勘探，陈癸尊编写电法勘探，刘光鼎编写地震勘探，并亲自审阅、修改，为以后的发展奠定了基础。随后，在补充了大量前苏联的地球物理资料之后，形成了培育新中国第一批地球物理工程师的基本教材。中国地质大学（北京）在原北京地质学院的基础上发展起来，继承过去的优良传统，并在不断实践中积累了丰富的资料和宝贵经验，理应与时俱进，在新的高度上编写出新的教材。特别是当前地球物理学科发展迅速，而又十分缺乏教学参考书的情况下，编写出高水平的新教材就显得尤其重要。

为此，我向吴淦国校长建议，由中国地质大学（北京）地球物理与信息技术学院负责编写一套"地球物理系列教材"。此事经学校有关领导同志商定，正式列入学校"地学专业基础课和专业课教材专项建设规划"。同时，这套教材的编写和出版还得到"地下信息探测技术与仪器"教育部重点实验室和"地球探测与信息技术"北京市重点学科的大力支持。

经过一段时间的酝酿，中国地质大学（北京）地球物理与信息技术学院于2002年12月26日成立了"地球物理系列教材编委会"。会议上宣布接受邀请参加编写教材的作者为（之后有所调整）：

（1）重力场与重力勘探　　曾华霖

（2）地磁场与磁力勘探　　管志宁

（3）地电场与电法勘探　　李金铭

（4）地震波场与地震勘探　　姚　姚

(5) 核辐射场与放射性勘查　　　　　　　　程业勋、王南萍、侯胜利

(6) 地球物理测井　　　　　　　　　　　　　　　尉中良、邹长春

(7) 地球物理场与地球物理勘探　　　　　　　　刘光鼎、张贵宾等

各位作者提交了教材大纲，进行交流；会议还深入讨论了地球物理教材的内容、结构与编写的指导思想；要求于2004年内提交全部教材的送审稿。

2003年12月18日再次召开地球物理系列教材编委会，编委们认真讨论了曾华霖教授提交的《重力场与重力勘探》送审稿，进一步贯彻编写指导思想。2004年2月24日第三次编委会上，经过讨论强调了教材的科学性与系统性；同时传达了吴淦国校长关于教材应当是精品的主张。此次会议还形成以下共识：地球物理系列教材是专著性的，可以作为地球物理相关专业大学本科生的教科书，研究生的参考书，亦可供地球物理工作者参考；教师可以从教材中选择适当的内容向学生讲授，而教材的篇幅不受学时的限制。此外，还讨论了教材的审查方法与出版事宜。2004年12月20日召开第四次编委会，确定了教材送审、评审和出版的日程安排。

现地球物理系列教材已基本按期完成，经过审阅、修改，近日即将提交地质出版社公开出版，很快就会与广大读者见面。我们真诚地希望读者们按照吴淦国校长提出的“特色+精品”的要求来审查这套地球物理系列教材，多多提出宝贵意见，以便进一步提高质量，使它在培养新一代地球物理学家的过程中能有所贡献，在全面建设小康社会中为振兴地球物理事业起到积极的推动作用。

在地球物理系列教材编写过程中，魏文博教授做了大量组织工作，特此致谢。

中国科学院院士
中国地球物理学会荣誉理事长
中国地质大学（北京）地球物理与信息技术学院院长

2004年12月29日

前　言

地球物理测井（简称测井）是地球物理学的重要分支，它以物理学、数学、地质学为理论基础，采用先进的电子及传感器、计算机信息论、层析成像和数据处理等技术，借助专门的探测仪器设备，沿钻井剖面观测岩层的物理性质（岩石物理性质），以研究和解决地质问题，进而发现油气、煤、金属与非金属、放射性、地热、地下水等矿产资源。近年来已扩展到工程地质、灾害地质、生态环境、考古研究等应用领域。

测井作为勘探与开发油气田的重要方法技术，至今已近80年的历史。随着科技进步和测井技术本身的发展，它在油气勘探、开发和生产的全过程中发挥着更大的作用，为油气工业带来更高的经济效益。

近十几年来的测井技术，特别是20世纪90年代后，取得了重大进展。按照传统的观点，测井技术在油气勘探与开发中，仅仅对油气层做些储层储集性能和含油气性能（孔隙度、渗透率、含油气饱和度和油水的可动性）定量或半定量的评价工作，这已远远跟不上油气工业迅猛发展的需要。而当今测井工作中评价油气藏的理论、方法技术有了长足的发展，解决地质问题的领域也在逐步扩大。目前，地球物理测井研究和解决油气勘探与开发问题，有以下几方面。

油气藏的基础地质问题研究

1）利用地球物理测井信息进行地层层序划分和标定。

2）利用测井资料进行油气藏精细地质构造以及断层研究。

3）以构造地质学基本理论为指导，通过构造应力分析，充分利用测井信息进行裂缝型储集带定量研究，认识裂缝发育分布规律。

4）地球物理测井沉积学的研究，综合其他地质资料，进行沉积微相的分析，确立沉积环境和古水流方向。

石油地质问题研究

1）利用地球物理测井信息解释评价油、气、水层，计算含油气岩系的孔隙度、渗透率和含油（气）饱和度。

2）利用测井信息研究生油层、盖层及油气的生、储、盖组合。

3）利用测井信息研究油储储量参数、地下流体性质、分布状况。

此外，测井工作还可用于现代地应力场定量分析，预测和监测地层压力、破裂压力，为合理开发油气和科学钻探提供依据。

本书以地球物理测井的物理基础、测量方法、应用技术为主线，着力构建一个比较完整的知识系统，以使读者比较全面地了解和掌握地球物理测井。

地球物理测井学科是地球物理学的重要分支。其物理基础是由测量对象的物理性质和相关变化规律所决定的。只有对研究对象的物理性质、井中各种地球物理场分布及变化规律有所了解和认识，才可能从整体上理解地球物理测井的测量方法和解释应用技术。为

此，本书的第一、二、三章集中讨论了电测井、声波测井和核测井三种基础测井方法的理论基础、测量原理、分析方法和应用技术；而在第四、五章中则集中讨论了由上述三种测井物理基础所发展起来的地层倾角测井、成像测井和核磁共振测井等现代测井技术的测量原理、分析方法和应用技术。

地球物理测井是解决有关矿产资源地质、工程地质、灾害地质、生态环境等问题的手段和依据，是对钻井内实际地质情况有条件地间接反映，必须将测井信息进行深加工，转换成地质信息、工程信息以及灾害地质、生态环境等信息，才能达到认识问题和解决问题的目的。当今的地球物理测井信息应用的发展趋势是综合有内在联系的多种资料，综合研究油气和其他矿产资源开发中有关勘探、开采和工程等问题。本书的第六、七两章地球物理测井信息采集、处理、解释、应用的方法和技术，着重讨论油气评价和油气藏的测井地学研究问题。

地球物理测井是一门仍在迅速发展的技术学科，伴随着油气等矿产资源开发的难度加大和科学技术的快速发展，测井新理论、新方法、新技术也在不断出现和发展。为了使读者对本学科的发展动态有所了解，书中有关章节介绍了地球物理测井学科前沿的研究概况和发展趋势，以供读者参考。

本书的内容主要是根据地球物理与信息技术专业、地质资源与地质工程专业和石油天然气工程学科专业本科生的学习需要而编撰的。由于不同专业学生的物理基础和知识背景有所差异，因此，使用本书时的内容选取和学时安排也应该有所不同。对于地球物理与信息技术学科的学生，应该较系统地学习第一、二、三、四、五章的内容；对于石油天然气工程学科的学生则应该偏于第六、七章的油气藏的解释评价和地质解释部分。

本书可以作为上述各学科专业研究生的参考用书，同时也可以作为上述各学科行业工程技术人员的继续教育读本。

作者

2005 年 5 月于北京



目　　录



Contents

第一章 电 测 井

第一节 普通电阻率测井

一、岩石的电学性质

岩石作为一种多孔（孔隙中含流体）混合介质，表征其电学性质的参数为电阻率 R、电导率 σ、介电常数 ε 和磁导率 μ。石油测井的研究对象主要是沉积岩，只涉及研究电阻率、电 导率和介电常数。对于金属矿测井和石油测井中的工程应用问题，还涉及研究岩石和介质的磁导率。

目前所使用的电测井方法包括普通电阻率测井、侧向测井、感应测井、介电测井、电磁波传播测井和核磁共振测井。

（一）地层岩石导电的一般概念

岩石的导电性用电阻率量度，单位是欧姆·米，记作 Ω·m。岩石导电性亦可用电导率量度，电阻率的倒数是电导率，用 σ 表示，单位是西门子/米，记作 S/m。实际使用时，常用毫西门子/米。表 1－1 列出常见地层岩石和矿物的电阻率。

表 1－1　常见岩石和矿物电阻率

名　称	电阻率/（Ω·m）	名　称	电阻率/（Ω·m）
粘　土	$(1\sim2)\times10^2$	硬石膏	$10^4\sim10^6$
泥　岩	$5\sim60$	石　英	$10^{12}\sim10^{14}$
页　岩	$10\sim100$	白云母	4×10^{11}
疏松砂岩	$2\sim50$	长　石	4×10^{11}
致密砂岩	$20\sim1000$	石　油	$10^9\sim10^{16}$
含油气砂岩	$2\sim1000$	方解石	$5\times10^5\sim5\times10^{12}$
贝壳石灰岩	$20\sim2000$	石　墨	$10^{-6}\sim3\times10^{-4}$
石灰岩	$50\sim5000$	磁铁矿	$10^{-4}\sim6\times10^{-3}$
白云岩	$50\sim5000$	黄铁矿	10^{-4}
玄武岩	$500\sim10^5$	黄铜矿	10^{-3}
花岗岩	$500\sim10^5$		

由表 1－1 可见：不同的岩石有不同的电阻率。同种岩石的电阻率不是单一值，而是分布在一定范围内。岩石的电阻率通常比组成它的矿物的电阻率低最多。为了弄清上述现象的原因，先要回忆一下物质导电的机理。

物质导电是因其内部有载流子存在。自由电子、离子都是载流子。载流子的多少与性质决定着物质导电性的好坏。矿物和岩石的导电性也由载流子的多少和性质决定，只是它们当中的离子除盐类溶于水后离解而成的离子外，还包括矿物晶体里的离子。岩石由两部分组成，其一是固体部分，包括组成矿物、胶结物及各种杂质，测井中称为骨架；其二是流体部分，包括水、油、气等，流体的多少取决于岩石的孔隙度。岩石的物理性质由其骨

架、孔隙流体的物理性质及其相对含量决定。火成岩、沉积岩的骨架都是造岩矿物，仅在个别情况下富集导电性良好的金属矿物。所以，岩石骨架电阻率很高，一般都看作不导电。

地层岩石都有一定的孔隙，特别是某些沉积岩，其孔隙较发育，因此才能成为油气储集层。火成岩、变质岩的孔隙度比较低。近年来也发现有孔隙发育的火成岩，如孔隙度达25.2%的煌斑岩、裂缝发育的花岗岩，它们都可能成为油气储集层。岩石孔隙中充填的地层水都溶有若干种盐类，于是地层水中含有大量的离子，其导电性较好，使得地层岩石的电性也得以改善。这种依赖孔隙水中离子导电的岩石，称为离子导电岩石。石油测井中研究的岩石都属于这类岩石。

既然地层岩石的导电性依赖于其孔隙中的离子运动，不难看出下列因素都要影响岩石的导电性：盐的种类（不同盐类离解的离子数和离子价不同）；温度和压力（影响离子的运动速度）；孔隙度（孔隙度大，地层水多，离子数目也多）；孔道弯曲度（孔道越弯曲，离子运动的阻力越大，离子走的路程越长）；含油气情况（油气排走一部分甚至全部地层水，使孔隙中离子数目减少，而油气又基本不导电）。测井解释时，常常把上述大量的影响因素归纳为岩性（包括矿物成分和岩石结构）、孔隙度、含油气性以及地层水电阻率响应。由此可见，测量地层岩石电阻率能够识别岩性、确定孔隙度、判断油气水层。同时也可看到，地层岩石的电阻率具有多解性。如岩石电阻率高可能是含油气引起，也可能是岩性改变或孔隙不发育引起的。

（二）油气储层岩石的导电性

1. 碎屑岩

这类岩石都有一定的孔隙，孔隙中饱含地层水。孔隙形状比较简单，孔道截面均匀，弯曲度小。所以，这类岩石电阻率变化范围较小。

砂层中含有高矿化度地层水时，其电阻率可低于1 Ω·m；含淡水时，砂层电阻率也只有几十至几百欧姆·米，是碎屑岩类中电阻率最低的一种岩性。

砂岩的电阻率高于砂层，变化范围也大，从几个欧姆·米到上千欧姆·米。与砂岩的分选程度、胶结物及胶结程度有关。分选差、胶结好的致密砂岩的电阻率高；分选好、胶结弱者电阻率低。泥质胶结砂岩的电阻率低于硅质、钙质胶结的砂岩。砂岩是碎屑岩类中可成为油层的主要岩性，含油砂岩的电阻率高于不含油的同种砂岩。

粉砂岩的组成颗粒较细，分选好，孔道均匀，离子运动的阻力较小。再者，粉砂岩中常有均匀分布的泥质或粘土颗粒，它们也增加了粉砂岩的导电性（见“粘土岩”）。因此，粉砂岩的电阻率比较低。

砾岩的颗粒较粗，分选很差，多数胶结良好，孔隙度很低。因而，砾岩的电阻率较高，高者可大于1 kΩ·m。也有孔隙发育的例子，这时的导电性与砂岩相差无几。

2. 粘土岩

一般说来，粘土岩的电阻率低于碎屑岩。这是因为这种岩石颗粒细、分选好、总孔隙发育，离子在孔道中运动受的阻力很小。不仅如此，由于粘土矿物内部低价离子（如Mg^{2+}）置换高价离子（如Al^{3+}），使得矿物晶体内部缺少正电荷，晶体表面呈负电性。当这种矿物晶体置于水溶液时，就会吸引正离子到其表面。这些正离子受到的吸引力并不是一样大，在粘土颗粒表面附近的正离子受到的吸引力最强，一般不会移动。距离晶体表

面稍远的正离子受到的吸引力较弱，在外电场的作用下，很容易改变位置。这就是泥质颗粒表面的扩散偶电层（图1－1）。由于扩散偶电层的正离子换位，增加了泥质颗粒的导电性。这种附加导电性明显地降低了粘土岩的电阻率。通常，泥岩的电阻率是最低的，为5～60 Ω·m。

页岩的矿物成分与泥岩相同，仅仅结构比泥岩致密。因而，电阻率比泥岩要高一些。

3. 碳酸盐岩

石灰岩、白云岩的颗粒极细，孔隙度极小，一般小于7%，几乎不含水。致密石灰岩、白云岩的电阻率高达（5～6）$\times 10^3$ Ω·m。碳酸盐岩在外界条件作用下，可形成溶洞或裂缝。孔隙通道极其复杂，连通性较差，并且变化十分剧烈。裂缝性的白云岩、石灰岩呈现明显的低电阻率，是碳酸盐岩中的储集层。无论何种碳酸盐岩，含泥质时，电阻率明显降低，如泥灰岩的电阻率近于砂岩电阻率。

4. 石膏和岩盐

孔隙度极低，如石膏仅1%。因而，电阻率都很高。同样，当它们含泥质时，电阻率下降。

（三）地层岩石的介电常数

地层岩石也是一种电介质。在电场的作用下，地层岩石中的新、老偶极子都会重新定向排列而极化。岩石极化能力用介电常数 ε 表示。真空的介电常数 8.85×10^{-12} F/m，用 ε_0 表示。岩石的相对介电常数 ε_r 为

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \tag{1-1}$$

表1－2列出了若干种矿物和岩石的相对介电常数，从表中可以看出岩石的相对介电常数为4～8，即岩石骨架的介电常数变化不大；但岩石孔隙中水和油的介电常数相差甚大。岩石含水时，其介电常数明显高于该岩石含油时的介电常数。孔隙度不同的含水岩石中，孔隙度大的岩石，介电常数也大（图1－2）。这就表明，影响地层介电常数的主要因素是孔隙中的水、孔隙度及水的相对含量（图1－3）。例如岩石含泥质时，介电常数明显增加。

水的介电常数与温度的关系密切，但矿化度的变化对水的介电常数影响不大。表1－3是水的介电常数随温度的改变。

表1－2　介电常数

电介质	相对介电常数 ε_r	电介质	相对介电常数 ε_r
空　气	1.000585	石　英	3.8
天然气	1	云　母	5.4
石　油	2～2.4	正长石	4
水	50～80	泥　岩	50～60
石灰岩	7.5～9.2	硬石膏	6.35
砂　岩	4.65	石　膏	4.16
白云岩	6.9	岩　盐	5.6～6.35

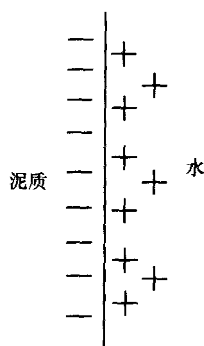


图 1-1 泥质颗粒表面的扩散偶电层

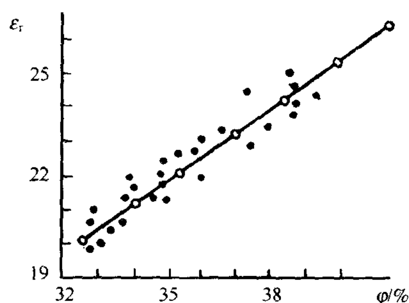


图 1-2 介电常数与孔隙度关系

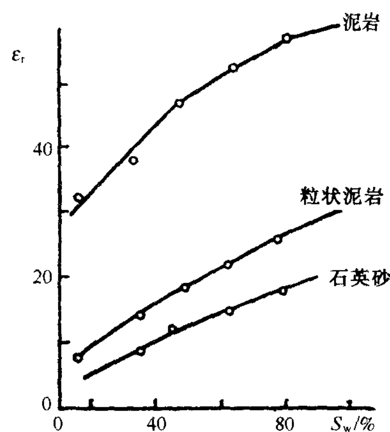


图 1-3 介电常数与含水饱和度关系

表 1-3 水的介电常数随温度的变化

T/℃	0	20	40	60	80	100
ε_r	88	80	73	67	61	55

二、普通电阻率测井

（一）普通电阻率测井原理

电阻率测井就是沿井身测量井周围地层电阻率的变化。为此，需要向井中供应电流，在地层中形成电场，研究地层中电场的变化，求得地层电阻率。其测量原理如图 1-4 所示。把供电电极 A 和测量电极 M、N 组成的电极系放到井下，供电电极的回路电极 B（或 N）放在井口。当电极系由井底向上提升时，由 A 电极供应电流 I，M、N 电极测量电位差 ΔU_{MN}，它的变化反映了周围地层电阻率的变化。通过变换，即可测出地层的视电阻率。这样就能给出一条随深度变化的视电阻率曲线，可用下式表示：

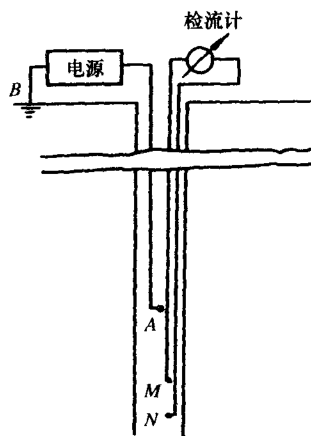


图 1-4 普通电阻率测井原理

$$R_a = K\frac{\Delta U_{MN}}{I} \tag{1-2}$$

式中：R_a 为视电阻率，Ω · m；ΔU_{MN}为 MN 电极间的电位差，mV；I 为供电电流，测量时电流恒定，mA；K 为电极系系数。

假设井与周围地层为均匀介质，其电阻率用 R_t 表示。A 电极形成的等位面为球面，与 A 电极相距为 r 处的电流密度为

$$j = \frac{I}{4\pi r^2} \tag{1-3}$$

其电场强度可用微分形式的欧姆定律表示：

$$E = j \cdot R_t = \frac{I \cdot R_t}{4\pi r^2} \tag{1-4}$$

对上式积分，可得 r 处的电位：

$$U_r = \frac{IR_t}{4\pi r} \tag{1-5}$$

A 电极与 M、N 电极的距离分别为$\overline{AM}$和$\overline{AN}$，M、N 电极的电位分别为

$$U_M = \frac{I \cdot R_t}{4\pi \overline{AM}} \tag{1-6}$$

$$U_N = \frac{I \cdot R_t}{4\pi \overline{AN}} \tag{1-7}$$

M、N 电极间的电位差为

$$\Delta U_{MN} = U_M - U_N = \frac{IR_t}{4\pi}\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{AN}}\right)$$

$$= \frac{IR_t}{4\pi} \cdot \frac{\overline{MN}}{\overline{AM} \cdot \overline{AN}}$$

由此得出均匀地层的电阻率：

$$R_t = \frac{4\pi \overline{AM} \cdot \overline{AN}}{\overline{MN}} \cdot \frac{\Delta U_{MN}}{I} = K\frac{\Delta U_{MN}}{I} \tag{1-8}$$

$$K = \frac{4\pi \overline{AM} \cdot \overline{AN}}{\overline{MN}} \tag{1-9}$$

K 为电极系系数，它的数值与电极间的距离有关。

如果使用 A、B 电极供电，M 电极测量（此时 N 电极位于井口），A 电极的电流 I 和 B 电极的 $-I$ 对 M 电极均有贡献。根据电位叠加原理：

$$U_M = \frac{IR_t}{4\pi} \cdot \frac{1}{\overline{AM}} - \frac{IR_t}{4\pi}\frac{1}{\overline{BM}} \tag{1-10}$$

由于 N 电极位于井口，离 A、B 电极很远，则

$$U_N = 0$$

则

$$\Delta U_{MN} = \frac{IR_t}{4\pi}\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}}\right) = \frac{IR_t}{4\pi}\frac{\overline{AB}}{\overline{AM} \cdot \overline{BM}}$$

$$R_t = \frac{4\pi \overline{AM} \cdot \overline{BM}}{\overline{AB}} \cdot \frac{\Delta U_{MN}}{I} \tag{1-11}$$

$$K = \frac{4\pi \overline{AM} \cdot \overline{BM}}{\overline{AB}} \tag{1-12}$$

如果$\overline{AM} = \overline{AB}$，$\overline{AN} = \overline{AM}$。这两种电极系得出同样的结果。因此把前者称为直接供电（单极供电）电极系，后者称为互换供电（双极供电）电极系。

在实际测井时，由于地层厚度有限，上、下有围岩，对于渗透性地层又会形成侵入带，各部分介质的电阻率不同，实际上是非均匀介质。因此，用上式得出的电阻率不等于地层的真电阻率，称为视电阻率 R_a。在一定程度上 R_a 反映了地层电阻率的变化。通常，

地层真电阻率越大，视电阻率越高。所以，在井内测量的视电阻率反映了井剖面上地层电阻率的相对变化，可以用来研究井剖面的地质情况和划分有用矿产带。

（二）电极系

通常把井下接在同一线路中的电极叫作成对电极，把地面电极与井下电极接在同一线路中的电极叫作不成对电极。根据成对电极与不成对电极间的距离，把电极系分为两类。

1. 梯度电极系

不成对电极与其相邻成对电极间的距离（$\overline{AM}$或$\overline{MA}$）远大于成对电极间的距离（$\overline{MN}$或$\overline{AB}$）的电极系称为梯度电极系。成对电极的中点为 O，叫作记录点，梯度电极系测量值相当于 O 点对应深度处的视电阻率。不成对电极到记录点的距离（$\overline{AO}$或$\overline{MO}$），称为梯度电极系的电极距，用$\overline{AO}$或 L 表示。电极距和记录点是电极系的重要参数。

如果 M、N 电极（或 A、B）间的距离接近于零时，$\overline{AM} \approx \overline{AN} = \overline{AO}$，这样的电极系叫作理想梯度电极系，根据公式（1-8）、（1-11），理想梯度电极系的视电阻率为

$$R_a = \frac{4\pi\, \overline{AM} \cdot \overline{AN}}{I} \cdot \frac{\Delta U_{MN}}{\overline{MN}}$$

$$= \frac{4\pi\, \overline{AO}^2}{I} \cdot E \tag{1-13}$$

上式表明，视电阻率 R_a 与记录点处的电位梯度成正比，这是梯度电极系命名的依据。

2. 电位电极系

不成对电极与其相邻成对电极间的距离（$\overline{AM}$或$\overline{MA}$）远小于成对电极间的距离（$\overline{MN}$或$\overline{AB}$）的电极系叫作电位电极系。不成对电极到其相邻成对电极的距离（$\overline{AM}$或$\overline{MA}$）叫电极距，用$\overline{AM}$或 L 表示，$\overline{AM}$的中点 O，称为记录点，电位电极系的测量值相当 O 点所在深度处的视电阻率。当成对电极 M、N 的距离很大时，N 电极对测量结果已无影响，这样的电极系称为理想电位电极系，其视电阻率可用下式表示：

$$R_a = 4\pi\, \overline{AM}\, \frac{U_M}{I} \tag{1-14}$$

上式表明，所测视电阻率与 M 电极的电位成正比，这也是电位电极系命名的依据。

（三）视电阻率曲线

1. 梯度电极系视电阻曲线

图 1-5 是在三层介质无井存在时理想梯度电极系（AMN 电极系，$\overline{MN} \to 0$）的视电阻率曲线。对于高电阻率地层，上、下围岩电阻率相等时，曲线形状不对称。在地层顶面显示极小值，地层底面显示极大值，甚至于对地层厚度小于电极距的薄层（$h < L$，$L = \overline{AO}$），仍然保持这一特点。当有井存在时，实际梯度电极系的视电阻率曲线基本类似，只是曲线的突变点及直线部分都变得比较光滑，但对高电阻率地层仍显示出极大和极小值。按照这种原理，用底部梯度电极系来划分地层界面。梯度电极系的探测范围约为电极距的 1 倍。

2. 电位电极系的视电阻率曲线

图 1-6 是理想电位电极系（AMN，$N \to \infty$）的视电阻率曲线。对于高电阻率厚地层，上、下围岩相同时，曲线对地层中点呈对称形状，对着地层中点显示极大值。当地层厚度大于 5 倍电极距（$h \geq 5\,\overline{AM}$）时，其极大值近似等于地层电阻率。对高电阻率薄地层（h

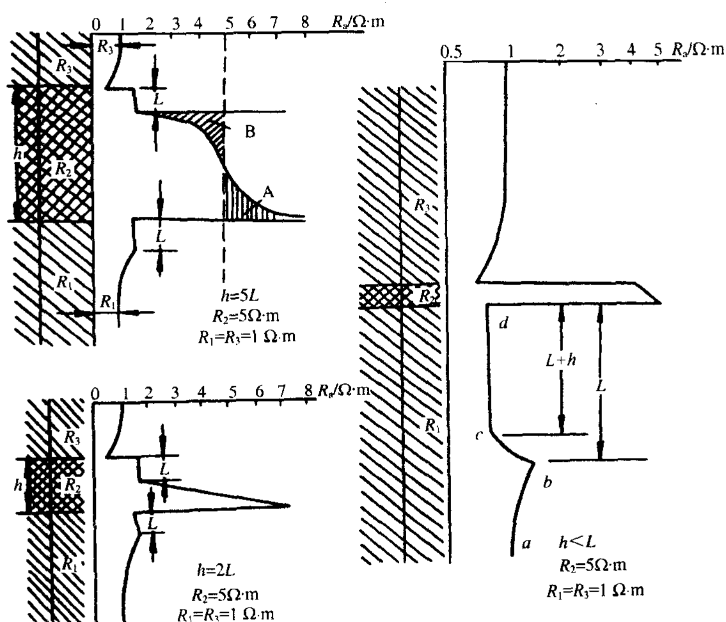


图 1－5　理想梯度电极系的视电阻率曲线

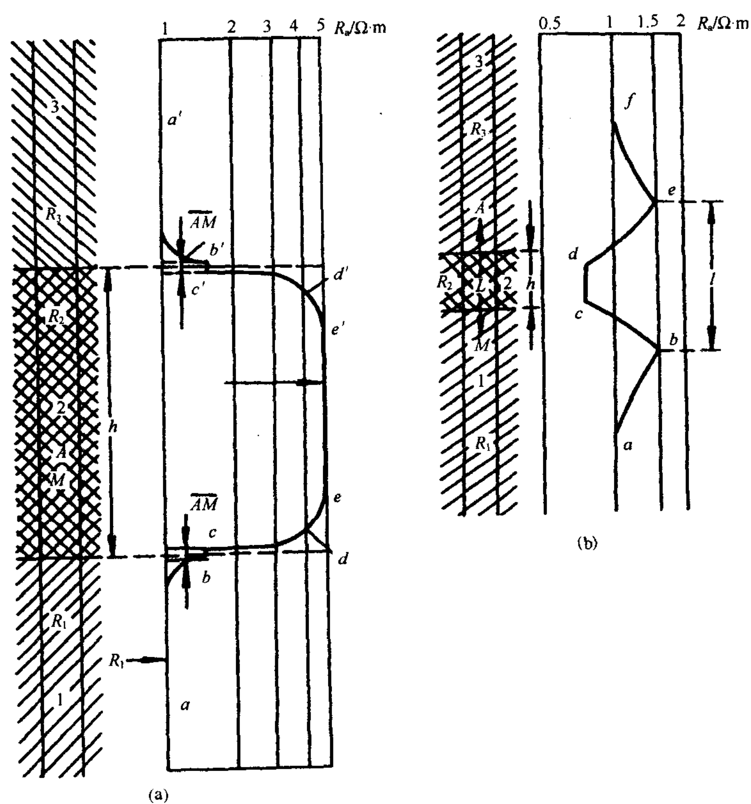


图 1－6　理想电位电极系的视电阻率曲线

(a) $h \gg \overline{AM}$；(b) $h < \overline{AM}$

$<\overline{AM}$)，视电阻率曲线对地层中点显示极小值。在距地层上、下界面$\frac{1}{2}\overline{AM}$处显示假极值。因此，在薄地层时，电位电极系不能反映地层的电阻率变化。我国用$\overline{AM}=0.5$ m 的电位电极系进行标准电测井，基本上能够反映厚度大于0.5 m地层的电阻率变化。当有井存在时，曲线的突变点及直线部分，变得更为光滑，仍保留曲线的基本特征。电位电极系的探测范围约为电极距的2倍。

为了在一个油田或一个地区研究地质剖面、构造形态及岩相的变化，选用一个或两个电极系对全井段进行测量，这种测井叫作标准电测井。我国用0.5 m的电位电极系和2.5 m的梯度电极系测量；同时还测量自然电位和井径，形成标准电测井曲线。标准电测井要求在全区采用相同的横向比例和深度比例（通常用1:500的比例尺）。标准电测井在地质和工程上应用较多，井径曲线可用于横向测井及其组合测井分析井眼的影响。

（四）横向测井

由上述可知，视电阻率受井、上下围岩及地层厚度等因素的影响，视电阻率不等于地层真电阻率。地层真电阻率是确定油气层含油气饱和度的重要参数。因此，如何根据电测井求出地层真电阻率是重要的研究课题。为了用普通电极系求得真电阻率，研制了横向测井。横向测井就是采用一套探测深度不同（即电极距不同）的电极系，在同一口井的目的层段进行视电阻率测量。根据多条视电阻率曲线划分出有希望的地层，并对每一个层读出视电阻率值，在双对数坐标纸上作出视电阻率R_a与电极距的关系曲线，称为电探曲线。将每一层的电探曲线与条件相当的横向测井理论图版进行对比，求出地层的真电阻率和侵入带电阻率，为确定含油气地层提供重要的参数。我国采用的横向测井电极系为：$A0.2M0.1N$，$A0.4M0.1N$，$A0.95M0.1N$，$A2.25M0.5N$，$A3.75M0.5N$，$A7.75M0.5N$（$A5.75M0.5N$）。另外，还采用过$N0.1M0.95A$的顶部梯度电极划分地层的上界面。当微电极系投入实际应用后，就去掉了这种顶部梯度电极系。横向测井，还包括自然电位和井径曲线。横向测井在勘探和开发中起过重要的作用，图1－7是胜利油田一口井的横向测井曲线及解释结果，图中清楚地显示出4个油层。每条视电阻率曲线基本显示了底部梯度电极系的特征。

随着其他测井方法的发展，20世纪60年代以后不用横向测井。多数油田仍保留了$A2.25M0.5M$和$A3.75M0.5M$两个电极系，前者是标准电测井，后者的探测深度约为4 m，受侵入带影响小，基本上反映了原状地层的电阻率变化，它是划分油气层的重要测井曲线。横向测井用不同探测深度的电极系进行组合测量，研究距井壁不同距离处的电阻率变化，对后来组合测井的发展起了重要的指导作用。

（五）微电极测井

采用两个电极距很短的电极系，一个是微电位电极系（$A0.05\ M_2$），电极距为0.05 m；另一个是微梯度电极系（$A0.025\ M_1 0.025\ M_2$），电极距为0.035 m。实践证明，微梯度的探测范围为4～5 cm，微电位的探测范围为7～9 cm。由于电极系很小，因此称为钮扣电极。钮扣电极装在一块极板上，用推靠器把电极压向井壁，使电极与井壁直接接触。图1－8是用弹簧片为推靠器的微电极测井仪器。

由于微电位和微梯度电极系的探测范围不同，电极尺寸很小，通常用实验的办法在已

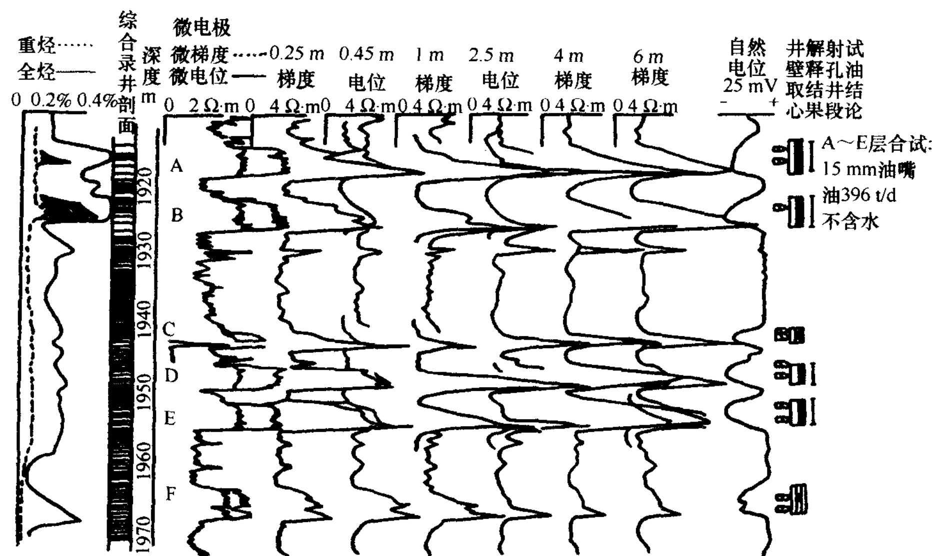


图1－7 横向测井曲线

知电阻率的溶液中求得两个电极的电极系系数，使得在均匀介质中测量的结果相同。对于渗透性地层，由于在极板与地层之间隔着泥饼（图1－8），通常泥饼电阻率小于地层电阻率。微梯电极距短，受泥饼影响大，而微电位受泥饼影响小。因此，微电位的幅度大于微梯度的幅度，形成正幅度差。图1－9是微电极的实测曲线，凡是渗透性地层微电极曲线

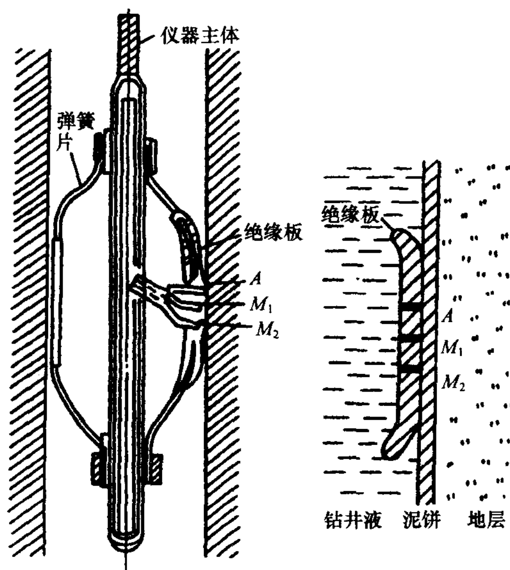


图1－8 微电极系结构图

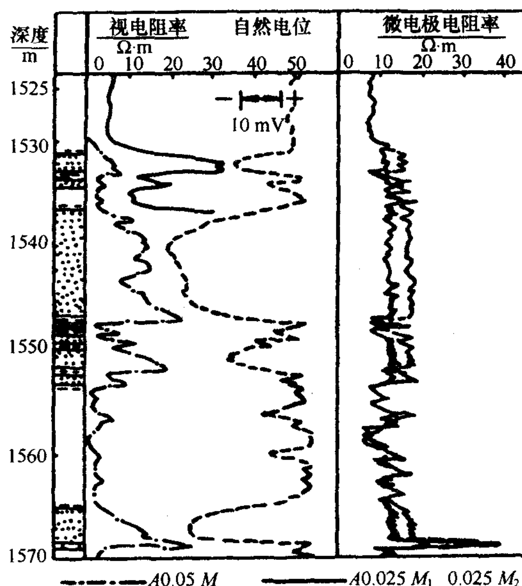


图1－9 微电极实测曲线

有明显的正幅度差；而对于非渗透性的泥岩层段，微电位和微梯度曲线基本重合或显示很小的正、负不定的幅度差。对于致密的渗透性地层，微电极曲线显示负幅度差。

微电极测井是一种重要的方法，主要用于划分渗透性地层，确定地层界面。一般可划分厚度为 20 cm 的地层，条件好时可划分 10 cm 的地层；所以微电极曲线是划分油气层有效厚度的重要手段。

第二节　侧向测井

用普通电极系（梯度电极系和电位电极系）测井时，受围岩和钻井液影响显著。尤其在盐水钻井液井中，供电电极流出的电流大部分被井内钻井液分流，测出的视电阻率曲线难以反映地层真电阻率的变化。

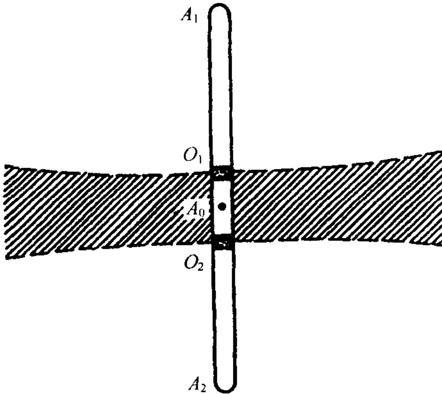


图 1-10　三侧向测井

一、侧向测井的原理

（一）三侧向测井

三侧向测井的电极系由主电极 A_0 和屏蔽电极 A_1、A_2 构成（图 1-10），电极呈圆棒状。我国曾使用过主电极 A_0 长 0.15 m，屏蔽电极 A_1、A_2 各长 1.70 m，A_0 和 A_1、A_2 之间隔以长度为 0.025 m 的绝缘环，A_1 与 A_2 短路相接。测量时，A_0 电极通以恒定电流 I_0，A_1 和 A_2 电位通以屏蔽电流，通过自动调节，使得 A_1、A_2 电极的电位与 A_0 电位相等，从而迫使 I_0 电流呈圆盘状沿径向流入地层，减小了井和围岩的影响，提高了纵向分层能力。测得的视电阻率 R_a 表示为

$$R_a = K\frac{U}{I_0} \tag{1-15}$$

式中：U 为电极表面电位；I_0 为主电流；K 为电极系常数，可用理论计算方法测得，也可用实验方法求出。

三侧向测井视电阻率，曲线对地层中点呈对称形状，视电阻率极大值恰好位于地层中点。

为了能够进行组合测量，探测侵入带和原状地层的电阻率，又提出浅探测三侧向测井（简称浅三侧向）。除保留深三侧向的 A_1 和 A_2 作为屏蔽电极外，在 A_1、A_2 的外端又加上回路电极 B_1 和 B_2，极性与 A_0、A_1、A_2 相反，A_0、A_1、A_2 电极流出的电流进入地层后不远，就会流向 B_1、B_2 电极，因此使其探测深度变浅，从而达到探测侵入带电阻率的目的。

我国曾用深、浅三侧向进行组合测井，并计算了组合图版，以求取侵入带和原状地层的电阻率，该图版适用的电极系为

深三侧向：$\frac{1.7}{A_1}0.025\frac{0.15}{A_0}0.025\frac{1.7}{A_2}\frac{1.1}{B_1}0.2$；浅三侧向：$\frac{0.4}{A_1}0.025\frac{0.15}{A_0}0.025\frac{0.4}{A_2}0.2\frac{1.1}{B_2}$

这是二套深、浅三侧向电极系的表示符号，其中电极之间的数字，如 0.025 则表示

A_0 电极与 A_1 和 A_2 电极之间的间隔，而电极上边的数字表示该电极的长度，如 1.7、0.15、0.4 等则表示 A_1、A_0、A_2 电极的长度。

（二）七侧向测井

七侧向测井由主电极 A_0、两对监督电极 M_1 和 M_2、M'_1 和 M'_2 及两个屏蔽电极 A_1、A_2 构成如图 1-11 所示，电极呈环状，每对电极相对 A_0 是对称的，并短路相接。测量时 A_0 电极供以恒定电流 I_0，屏蔽电极 A_1、A_2 流出相同极性的屏蔽电流 I_s，通过自动调节，使监督电极 M_1 与 M'_1（M_2 与 M'_2）之间的电位差为零。因此，无论从 A_0 或从 A_1、A_2 来的电流都不能穿过 M_1、M'_1（M_2、M'_2）之间的介质，迫使电流沿径向流入地层。主电极的 I_0 电流呈圆盘状沿径向流入地层，圆盘的厚度约为 $\overline{O_1O_2}$（O_1 和 O_2 分别为 $\overline{M_1M'_1}$ 和 $\overline{M_2M'_2}$ 的中点）。七侧向的视电阻率可用下式表示：

$$R_a = K\frac{U_M}{I_0} \tag{1-16}$$

式中：U_M 为 M_1（或 M'_1）电极相对远处 N 电极的电位差；I_0 为 A_0 电极的电流；K 为电极系常数，可以根据理论计算、电模型或实验方法求出。

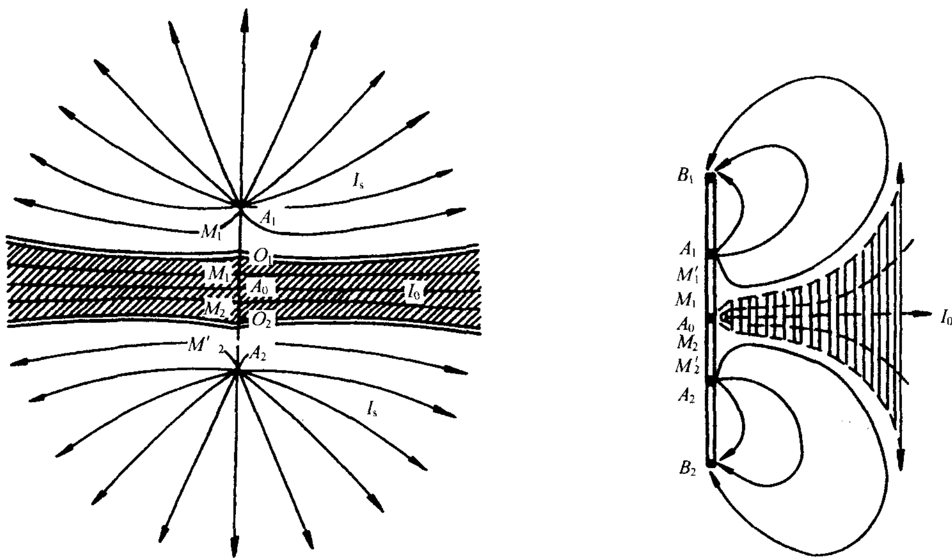


图 1-11　七侧向测井

上述七侧向测井又称深七侧向测井，其探测深度较大。为了研究井壁附近侵入带的电阻率，又提出了浅七侧向测井。除保留七侧向的七电极外，在屏蔽电极 A_1 和 A_2 的外侧，加上了回路电极 B_1 和 B_2，B_1、B_2 电极的极性与 A_0、A_1、A_2 相反，由 A_0、A_1、A_2 流出电流进入地层后不远，即流向 B_1、B_2 电极，从而减小了探测深度，主要反映侵入带电阻率的变化。

七侧向的视电阻率曲线如图 1-12 所示，对于高电阻率地层曲线显示两个“尖峰”，

尖峰与地层上下界距离为$\frac{1}{2}\overline{O_1O_2}$，恰好是 O_1O_2 进入地层时的测量值，通常对应地层中点读数。根据深、浅侧向判断钻井液侵入应特别谨慎，既要考虑侵入影响，同时也要研究井眼及围岩影响的程度。近年来，物理模型和理论计算的结果，证实了如图 1－12 所示的测井响应。

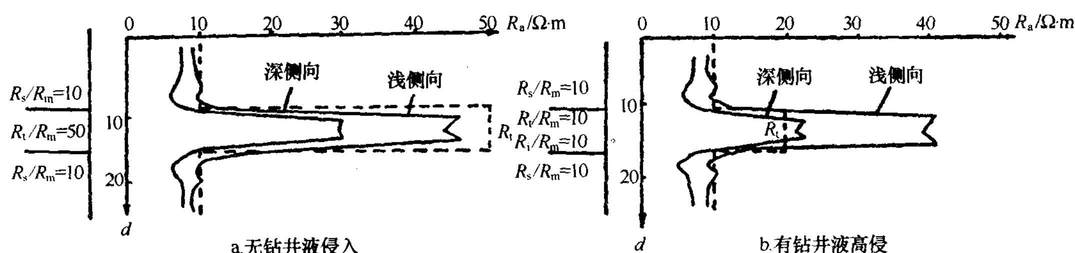


图 1－12　七侧向测井视电阻率曲线

为了进行深浅七侧向测井组合测量，我国曾采用深七侧向的电极系为$\frac{0.025}{A_1}0.638M'_1 0.112M_1 0.25\frac{0.22}{A_0}0.25M_2 0.112M'_2 0.638\frac{0.025}{A_2}$，浅七侧向测井电极系为$\frac{0.025}{B_1}0.5\frac{0.025}{A_1}0.025M'_1 0.083M_1 0.167\frac{0.02}{A_0}0.167M_2 0.025\frac{0.025}{A_2}0.5\frac{0.025}{B_2}$。对上述电极系也作出了井眼、围岩校正图版，并作出深、浅七侧向测井组合图版，用以求出地层侵入带和地层真电阻率。

二、微侧向测井

微侧向测井利用了七侧向测井的测量原理，不同的是采用小的电极系，并装在绝缘极板上，图 1－13 是电极系和电流线分布图。电极系由主电极 A_0、监督电极 M_1、M_2 和屏蔽电极 A_1 构成 M_1、M_2 和 A_1 电极呈环状，间距为 $A_0 0.016M_1 0.012M_2 0.012A_1$，利用推靠器将极板压向井壁，使电极与井壁直接接触。测量时由 A_0 电极流出主电流 I_0，A_1 电极供以屏蔽电流 I_1，I_1 与 I_0 的极性相同，通过自动控制，调节屏蔽电流 I_1，使得监督电极 M_1 和 M_2 的电位相等，从而迫使 I_0 呈束状沿径向流入地层。在井壁附近地层中，电流束的直径约等于环形电极 M_1 和 M_2 的平均直径约为 4.4 cm；距井壁较远处，电流束散开，其探测范围约为 7.5 cm。

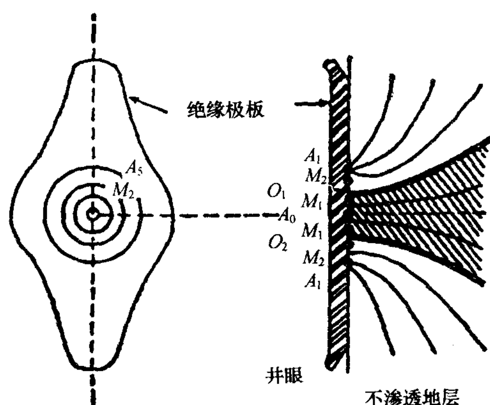


图 1－13　微侧向测井电极系电流线分布

测量时，可用式（1－16）计算视电阻率。

制作了微侧向测井与微电极的综合校正图版，利用图版可求得冲洗带电阻率。

三、邻近侧向测井

邻近侧向测井由三个电极构成，电极装在绝缘极板上，借助推靠器压向井壁。主电极为 A_0，A_1 为屏蔽电极，M 为参考电位电极。测量时，通过调节 A_1 电极屏蔽电流 I_s，使得 M 电极的电位 U_M 等于仪器内已知的参考信号 $U_{参}$。在测量过程中保持 $U_M = U_{参} =$ 常数。通过调节 A_0 电极的电流 I_0，使得 $U_{AO} = U_M$。如果二者不等，再调节 I_0 使它们相等。所以，在整个测量过程中能自动保持 $U_{AO} = U_M =$ 常数，从而使得 A_0 电极与 M 电极之间的电位梯度为零，迫使 I_0 沿径向射入地层，其电极系和电流线分布如图 1－14 所示。

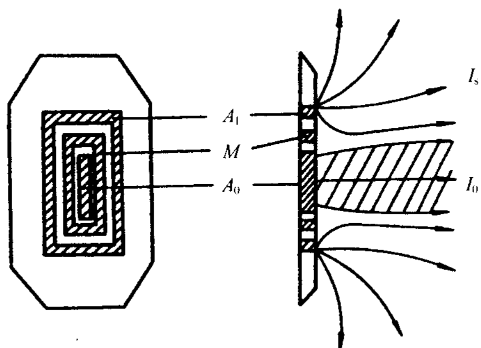


图 1－14　邻近向测井电极系及电流线分布

邻近侧向测井的探测范围明显大于微侧向测井，泥饼影响小。通常，当侵入带直径大于 40 in（1.02 m）时，原状地层几乎没有影响，邻近侧向测井得出的电阻率就是侵入带电阻率 R_{xo}。但是，当侵入带直径小于 40 in（1.02 m）时，受原状地层电阻率影响增大。

四、球形聚焦和微球形聚焦测井

1）球形聚焦测井由九个电极组成，A_0 为主电极，在 A_0 上下对称排列着 M_0、M'_0，A_1、A'_1，M_1、M'_1，M_2、M'_2 四对电极（图 1－15），每对电极短路相接，A_1、A'_1 电极与 A_0 电极极性相反，称为辅助电极。由 A_0 供给的电流一部分流到 A_1、A'_1 电极，称为辅助电流，用 I_a 表示；另一部分电流进入地层，流经一段距离后回到较远的回路电极 B，这部分电流称为测量电流，用 I_0 表示。在整个测量过程中，通过仪器的自动控制系统，调节 I_a 和 I_0 的大小，使 M_0（M'_1）电极的电位与电极 M_1、M_2（M'_1、M'_2）中点电位差等于某一固定的参考值，从而维持 M_0 到 M_1、M_2 中点之间的电位差不变。此时，通过 M_0、M'_0 电极的等位面和通过 M_1、M_2（M'_1、M'_2）电极中点的等位面近似于球形，这也是球形聚焦测井名称的由来。同时，通过调节，要保持 M_1、M_2（M'_1、M'_2）电极间的电位差近似为零，通常 M_0（M'_0）叫作参考电极，M_1、M_2（M'_1、M'_2）叫作监督电极。由于 A_1、A'_1 与 A_0 相距较近，辅助电流 I_a 主要沿井眼流动，迫

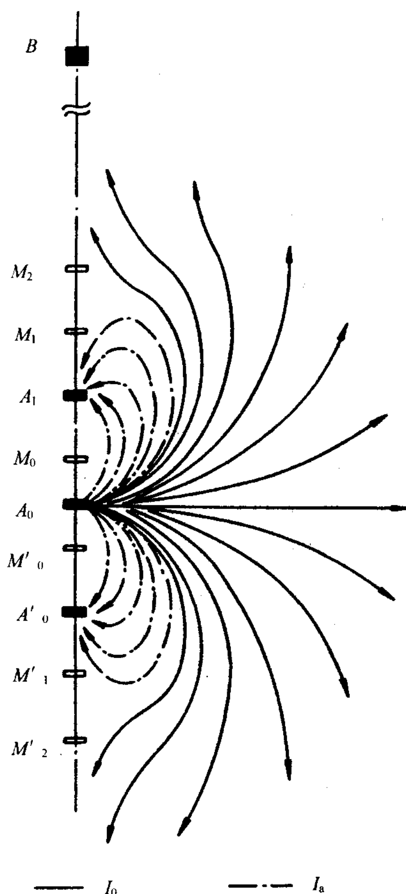


图 1－15　球形聚焦电极系及电流线分布

使主电流 I_0 流入地层，由于 M_1、M_2（M'_1、M'_2）电极间的电位差为零，在 M_1、M_2（M'_1、M'_2）电极以内，I_0 不会流入井眼。因此，I_0 的变化反映了地层电阻率的变化。通常选择回路电极 B 及电极 M_1、M_2（M'_1、M'_2）到 A_0 电极间的距离，可改变球形聚焦的探测范围，现在所用的电极系为 $A_0 11.2 M_0 9.1 A_1 28 M_1 10.1 M_2$，探测范围较浅。$B_1$ 电极与 A'_0 的距离为 152.4 cm，B 电极由长 60 cm 的金属圆管构成。

球形聚焦测井与感应测井进行组合测量，可求得侵入带直径（D_i）及原状地层电阻率 R_t。

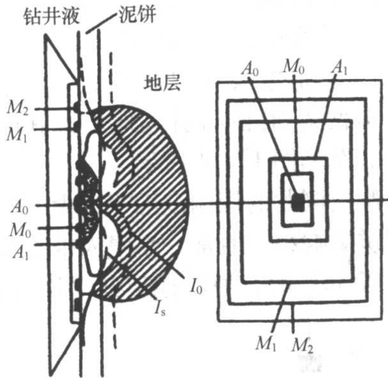


图 1－16　微球形聚焦测井电极系及电流线分布

2）微球形聚焦测井原理与球形聚焦测井完全相同，只是电极系形状不一样。主电极呈矩形，其他电极是环状矩形，电极间的距离变小，装在绝缘极板上，借助于推靠器使电极与井壁直接接触，图 1－16 是微球形聚焦电极系及电流线分布。辅助电流 I_a 主要经泥饼流入 A_1 电极，这就减小了泥饼的影响，迫使主电流 I_0 流入地层中（对于渗透性地层，即流到侵入带中）。由于电极距小，探测深度浅，不受原状地层电阻率的影响，主要是探测冲洗带电阻率 R_{xo}。

当泥饼厚度小于等于 1.9 cm 时，R_{MSFL} 值近似等于侵入带电阻率 R_{xo}；当泥饼厚度大于 1.9 cm 时，微球形聚焦测井的探测深度介于微侧向和邻近侧向之间。通常与双侧向测井进行组合测量，用以提供侵入带电阻率 R_{xo}。

五、双侧向测井

双侧向测井的原理与七侧向测井类似，采用圆柱状电极和环状电极，主电极 A_0 通以测量电流 I_0，M_1、M_2（M'_1、M'_2）为测量电极，测量过程保持 M_1、M_2（M'_1、M'_2）电极间的电位差为零。进行深侧向测井时屏蔽电极 A_1、A_2 合并为上屏蔽电极，A'_1、A'_2 合并为下屏蔽电极，并发出与 A_0 电极同极性的屏蔽电流 I_s。浅侧向测井时，A_1、A'_1 为屏蔽电极，极性与 A_0 电极相同，A_2、A'_2 为回路电极，极性与 A_0 相反，由 A_0 和屏蔽电极 A_1、A'_1 流出的电流进入地层后很快返回到 A_2、A'_2 电极，减小了探测深度。双侧向测井电极系和电流线分布如图 1－17 所示。

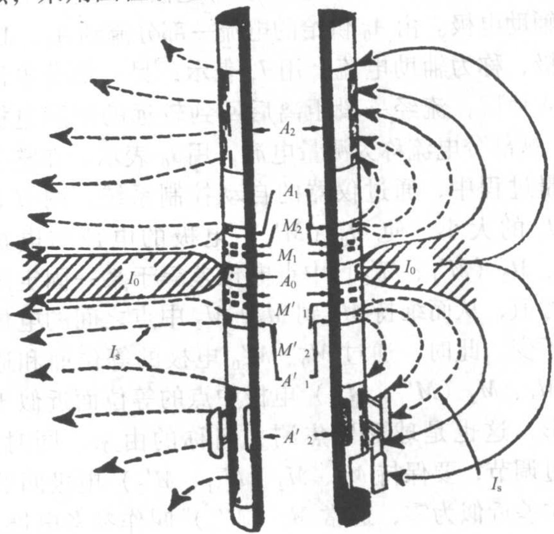


图 1－17　双侧向测井电极系和电流线分布

双侧向-微球形聚焦组合测井是一种综合下井仪器，微球形聚焦电极系

极板装在 A_2 电极的末端，借助于推靠器压向井壁。该极板结构特殊，其末端可作水平移动，在井壁不规则时，也能贴靠井壁，以保证测井质量。这种组合测井仪可同时测量，一次下井能提供以下曲线：深侧向测井视电阻率（R_{LLD}）曲线；浅侧向测井视电阻率（R_{LLS}）曲线；微球形聚焦测井电阻率（R_{MSFL}）曲线、井径曲线、自然电位曲线；泥饼厚度。

双侧向测井的测量结果仍然受钻井液和围岩的影响。因此，对井眼和围岩影响要进行校正，从而确定侵入带直径 D_i 和地层电阻率 R_t，再利用相应的饱和度公式即可得出地层含油饱和度。用 R_{xo} 可求出冲洗带的残余油饱和度，得出可动油饱和度。

六、方位侧向测井

方位侧向测井（ARI）的原名称为方位电阻率成像测井。它是侧向测井系列的重要发展，实现了真正的三维测井。它为研究井周围地层的不均匀性提供了重要的方法，进一步扩展了测井的应用范围。

方位侧向测井是在双侧向测井的基础上发展起来的，共有 12 个电极，装在双侧向测井的屏蔽电极 A_2 的中部，每个电极向外的张开角为 30°，12 个电极覆盖了井周 360°方位范围的地层，电极为长方形，其电流线分布类似图 1－17。

方位侧向测井主电极的排列及电流线分布如图 1－18 所示。在每个电极的中心有监督电极，方位电极排列的上下装有环状监督电极 M_3、M_4（两个电极短路相接），每个方位电极供以电流 I_{Ai}，通过自动控制回路调节电流 I_{Ai}，使得监督电极的电位与环状监督电极 M_3（M_4）的电位相等。这时由方位电极流出的电流受到屏蔽电极 A_2 及其他相同极性电极屏蔽作用，同时也受到相邻的方位电极的屏蔽作用，从而使电流 I_{Ai} 沿电极张开角的方向流入地层。测量每个方位电极的电流 I_{Ai} 和 M_3（M_4）电极相对于铠装电缆外皮的电位 U_M，用下式即可计算出 12 个方位的电阻率：

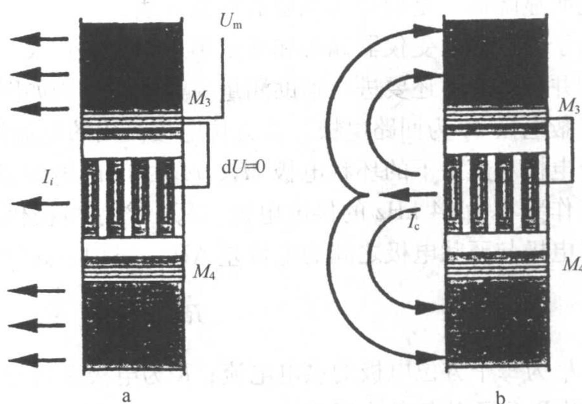


图 1－18　方位侧向测井主电极排列及电流线分布

a—主测量方式；b—辅助测量

$$R_{Ai} = K\frac{U_M}{I_{Ai}} \tag{1-17}$$

为了求得电阻率 R_{Ai}，必须知道式（1－17）中的电极系系数 K。K 值可在模型井中或水池中校验求出，也可从数值模拟理论计算中得到，其计算公式如下：

$$K = 4\pi\frac{\overline{A_0M_1}\cdot\overline{A_0M_2}(\overline{A_0M_1}+\overline{A_0M_2})}{\overline{A_0A_2^2}+\overline{A_0M_1}\cdot\overline{A_0M_2}}$$

式中：I_{Ai} 为每个方位电极的供电电流；U_M 为环状监督电极 M_3（M_4）相对于铠装电缆外皮的电位；K 为电极系系数。

利用上式，对每个深度处可计算出 12 个电阻率值。该电阻率相当于每个电极供电电流所穿过路径上介质的电阻率，穿过的路径包括在电极张开角 30°所控制的范围。因此，当井周介质不均匀或有裂缝存在时，则得出的 12 个电阻率就会有变化，据此可以找出井周地层的非均质变化，这对勘探和开发具有重要的意义，也是一种真正的三维测井方法。

如果将 12 个方位电极供电电流求和，就可以提供一种高分辨率的侧向测井（LL-HR）。这时 12 个方位侧向的电极可等效为高度相同的圆柱状电极，测得的电阻率相当于井周围介质电阻率的平均值。在 6 ~ 8 in（15.2 ~ 20.3cm）井径时，LLHR 的纵向分辨率为 8 in（20.3 cm），明显高于深、浅侧向。此时的电极系常数 K 是在井径为 8 in、地层电阻率 R_t 与钻井液电阻率 R_m 比值为 30 时求出的。与双侧向测井相比，LLHR 受井眼影响较大，为此制作了井眼校正图版，对相关井眼影响进行校正。

LLHR 的探测深度显著大于浅侧向，比深侧向稍低。方位侧向具有良好的纵向分辨能力。LLHR 电极系由低电阻地层进到高电阻地层时，所测曲线变化急剧，低电阻围岩影响降低，分层能力显著高于 LLD 和 LLS。另外，还研究了在高阻围岩和低阻围岩时，LLHR、LLD 及 LLS 在地层中点处读数与地层厚度的关系曲线，以说明围岩对测井曲线读数的影响。对于低阻围岩得到了相同的结果，但对 LLD 和 LLS，当地层厚度为 30 ~ 33 in 时，电阻率的读数最低（高阻围岩）和最大（低阻围岩）。LLHR 无此现象。这说明 LLHR 受围岩影响明显降低，是划分薄地层的有效方法。

由于方位侧向受仪器偏心和井壁不规则影响较大，应用上受到一定限制。在进行方位侧向测井的同时，还要进行辅助测量。其电极结构如图 1 - 18 所示。方位电极仍为供电电极。屏蔽电极 A_2 为回路电极，由方位电极流出的电流经井眼流入 A_2 电极，测量方位电极的监督电极与其上下的环状电极 M_3、M_4 之间的电位差。为了避免干扰方位侧向的测量，采用工作频率为 64 kHz 的供电电流。每个方位电极供以相同的电流 I_c，测量每个方位侧向监督电极与环状电极之间的电位差 ΔU_i，可用下式计算出 12 个电阻率：

$$R_{ci} = K \cdot \frac{\Delta U_i}{I_c} \qquad (1-18)$$

式中：I_c 为每个方位电极的供电电流；K 为电极系系数，在均匀流体中，用实验方法确定 K，使得 R_{ci} 等于流体的电阻率 R_{Li}。

辅助测量时，回路电极 A_2 与方位侧向电极相距很近。在一般条件下，地层电阻率总是大于钻井液电阻率，电流基本上沿井流动，几乎不会进入地层。因此，每个电极的测量值主要反映电极附近钻井液体积的大小，即测量结果对井眼形状、井径大小及仪器偏心反应灵敏。辅助测量的主要目的有二：一是对仪器偏心、井眼状况对方位侧向的影响进行校正；二是测量电间隙，如果已知钻井液电阻率，就可以估算井眼大小和形状。

1）探测深度。方位侧向 LLHR 曲线基本上与 LLD 曲线接近，说明其探测深度与 LLD 近似。同时 LLHR 曲线的形状与 MSFL 曲线基本相同，相应的尖峰都可以对比，这说明 LLHR 的分层能力接近于微球形聚集测井。

2）划分薄交互层。LLHR 曲线清楚地划分出厚度小于 1 ft（30.5cm）的薄交互层，同时 12 条方位电阻率曲线也有清楚显示，而且这些曲线基本重合在一起。方位侧向测井能划分出小于 1 ft（30.5cm）的薄互层，避免了由 LLD 和 LLS 漏划的薄储层，同时又能得出地层的结构特征，给出地层倾角等。

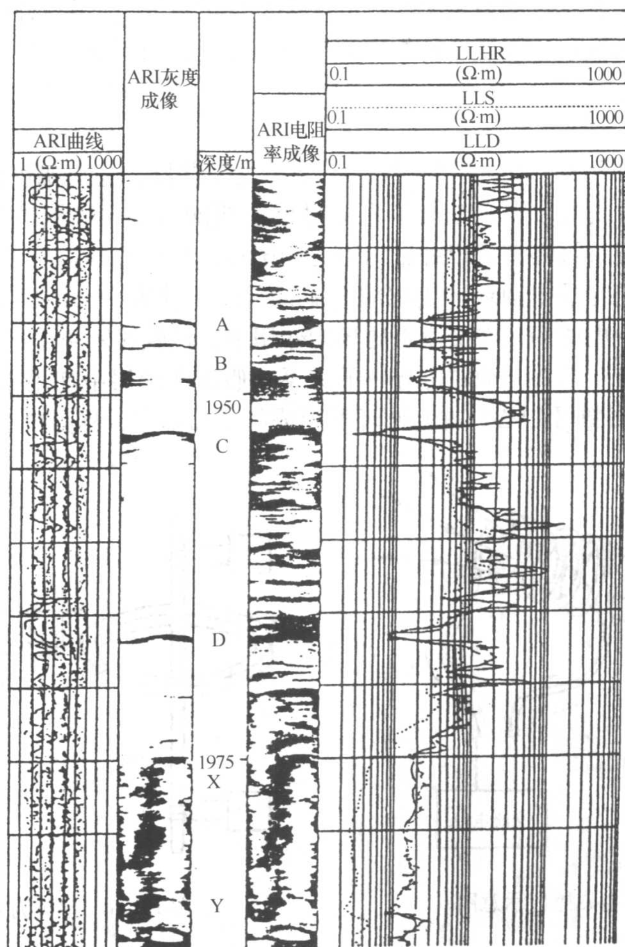


图 1－19　裂缝地层测井实例

由左至右分别为 12 条电阻率曲线，电阻率刻度的 ARI 灰度成像、动态归一化电导率成像及 LLHR、LLD、LLS 曲线，$d_h = 6\ ^1/_4$ in

3）鉴别裂缝。方位侧向实现三维测井，能很好的鉴别地层裂缝。水平裂缝中充满导电液体，相对水平裂缝部位 LLHR 读数显著降低，可以根据电导率面积计算裂缝宽度。

垂直裂缝处的 LLS 读数明显低于 LLD 的读数，这也表明有垂直裂缝存在。如果把 ARI 成像与 FMI 成像同时测量，就能更详细地研究井壁附近及较深部的裂缝分布。如图 1－19是裂缝性地层测井实例。

方位侧向测井在水平井及研究井周围不均匀性等方面，也能提供重要的信息。

第三节　感应测井

普通电阻率测井、侧向测井等直流方法都是在井周围地层中形成电场，测量电场的分布，得出地层电阻率，这就要求井内有导电钻井液，提供电流通道。在油田勘探中，有时

需用油基泥浆钻井，甚至采用空气进行钻井。在井内没有导电介质条件下，直流电法测井已不符应用，为了解决这一问题，根据电磁感应原理，提出了感应测井。

一、感应测井原理

感应测井原理如图1-20、图1-21所示，1是振荡器，输出幅度恒定频率固定的正弦交流电；2是发射线圈，当正弦交流电通过发射线圈时，在周围地层中形成交变电磁场。设想把地层分成许许多多的以井轴为中心的圆环，每个圆环相当于一导电环。在交变电磁场作用下，导电地层中圆环产生感应电流，是以井轴为中心的闭合电流环（涡流）。涡流又形成二次交变电磁场，在交变电磁场的作用下，接收线圈4中产生感应电动势。为了研究接收线圈感应电动势与地层电导率的关系，假设在地层中切出半径为r，截面积为dA的圆环，井轴通过圆环中心，并与圆环所形成的平面垂直，称为单元环。

图1-20　电磁感应示意图

图1-21　感应测井原理图

计算发射线圈在单元环中感应涡流的大小和单元环涡流在接收线圈中产生的感应电动势，最后求出整个空间全部单元环在接收线圈中产生信号的总和。与线圈距及所研究的范围相比，线圈的尺寸很小，可看作点状。以发射线圈为中心，通过单元环作球面，计算球面上P点的磁场强度（图1-22）。

图1-22　磁偶极子的电磁感应计算示意图

对尺寸很小的线圈，可当作磁偶极子，磁矩M为

$$M = n_T S_0 I \tag{1-19}$$

式中：n_T为发射线圈圈数；S_0为一圈发射线圈的面积（πa^2，a为线圈半径）；I为发射线圈中流通的交变电流，可写成$I = I_0 e^{i\omega t}$。

利用麦克斯韦方程组中的广义的安培定律方程：

$$\nabla\times \boldsymbol{E} = -i\omega\mu \boldsymbol{H}$$

可求出磁偶极子在空间任何一点的磁场强度。在球坐标系中磁场强度有三个分量，ϕ分量为零，R分量和θ分量分别为

$$H_R = \frac{M\cos\theta}{2\pi R_T^3} = \frac{n_T S_0 I\cos\theta}{2\pi R_T^3}$$

$$H_\theta = \frac{M\sin\theta}{4\pi R_T^3} = \frac{n_T S_0 I\sin\theta}{4\pi R_T^3} \tag{1-20}$$

式中：R_T 为球面半径，即发射线圈到单元环的距离；θ 为通过 P 点的半径与发射线圈轴之间的夹角。

计算通过单元环的磁通（已知磁感应强度 $B=\mu H$，μ 是磁导率）：

$$\Phi = \iint_S \mu H_R \mathrm{d}S \tag{1-21}$$

球面上的面积单元 $\mathrm{d}S = R_T^2\sin\theta\mathrm{d}\theta\mathrm{d}\varphi$（球坐标系），将 H_R 代入式（1－21）得：

$$\begin{aligned}\Phi &= \mu\iint_S HR_T^2\sin\theta\mathrm{d}\theta\mathrm{d}\varphi \\ &= \mu R_T^2\int_0^{2\pi}\int_0^{\theta_0}\frac{n_T S_0 I\cos\theta}{2\pi R_T^3}\sin\theta\mathrm{d}\theta\mathrm{d}\varphi \\ &= \frac{\mu n_T S_0 I}{R_T}\cdot\frac{1}{2}\sin^2\theta_0\end{aligned} \tag{1-22}$$

式中：θ_0 为井轴与通过单元环半径的夹角。

将 $\sin\theta_0 = r/R_T$，代入式（1－22）得：

$$\Phi = \frac{\mu n_T S_0 r^2}{2R_T^3}I \tag{1-23}$$

根据电磁感应原理，单元环上的感应电动势为

$$\mathrm{d}e = -\frac{\mathrm{d}\Phi}{\mathrm{d}t} = -\frac{\mu n_T S_0 r^2}{2R_T^3}\frac{\mathrm{d}I}{\mathrm{d}t}$$

将 $I = I_0 e^{i\omega t}$ 代入上式

$$\mathrm{d}e = -\frac{i\omega\mu n_T S_0 r^2}{2R_T^3}I_0 \tag{1-24}$$

根据欧姆定律，得出单元环中的电流强度 $\mathrm{d}I'$（一次涡流）：

$$\mathrm{d}I' = \frac{\mathrm{d}e}{\frac{2\pi r}{\sigma\mathrm{d}A}} = -\frac{i\omega\mu n_T S_0 r I_0}{4\pi R_T^3}\sigma\mathrm{d}A \tag{1-25}$$

式中：σ 为单元环的电导率；$\frac{\sigma\mathrm{d}A}{2\pi r}$为单元环的电导。

单元环涡流形成的二次电磁场，在接收线圈中产生感应电动势。假设接收线圈尺寸很小，其中心和单元环的中心都与井轴重合，单元环电流 $\mathrm{d}I'$在井轴上的磁场强度，等于接收线圈中的磁场强度。

根据毕奥-沙伐尔定理，长度为 $\mathrm{d}l$ 的电流源在 Z 轴 P 点处的磁场强度 $\mathrm{d}H'$为

$$\mathrm{d}H' = \frac{1}{4\pi}\frac{\mathrm{d}I'\mathrm{d}l}{R_R^2} = \frac{1}{4\pi}\frac{\mathrm{d}I' r\mathrm{d}\alpha}{R_R^2}$$

对称位置的两个电流源在 P 点的磁场强度垂直于 OZ 轴的分量，大小相等方向相反，互相抵消。因此，只需求沿 OZ 轴的分量（图 1－23），整个单元环在 P 点的磁场强度 H'_z 为

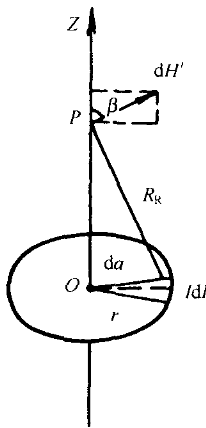


图 1-23　计算二次电磁场感应电动势的示意图

$$H'_z = \frac{1}{4\pi}\int_0^{2\pi} \frac{dI' r d\alpha}{R_R^2}\cos\beta$$

$$= \frac{dI' r}{4\pi R_R^2}\frac{r}{R_R}\int_0^{2\pi} d\alpha \tag{1-26}$$

$$= \frac{r^2}{2R_R^3} dI'$$

通过接收线圈的磁通 Φ' 为

$$\Phi' = \mu H'_z n_R S_0 = \frac{\mu n_R S_0 r^2}{2R_R^3} dI'$$

$$= -\frac{\mu n_R S_0 r^2}{2R_R^3}\cdot\frac{i\omega\mu n_T S_0 r \sigma dA}{4\pi R_T^3} I$$

$$= -\frac{i\omega\mu^2 n_T n_R S_0^2 r^3 \sigma dA}{8\pi R_T^3 R_R^3} I_0 e^{i\omega t} \tag{1-27}$$

式中：n_R 为接收线圈圈数；S_0 为接收线圈的面积。

单元环涡流在接收线圈中产生的感应电动势 de'

$$de' = -\frac{d\Phi'}{dt}$$

$$= -\frac{\omega^2\mu^2 n_T n_R S_0^2 r^3 \sigma dA}{8\pi R_T^3 R_R^3} I_0 e^{i\omega t} \tag{1-28}$$

把上式乘以 L/L（L 为发射线圈到接收线圈的距离，称为线圈距）得：

$$de' = -\frac{\omega^2\mu^2 n_T n_R S_0^2 I}{4\pi L}\cdot\frac{L}{2}\frac{r^3}{R_T^3 R_R^3}\sigma dA \tag{1-29}$$

$$= K_{仪}\, g\sigma dA$$

式中：$K_{仪} = -\frac{\omega^2\mu^2 n_T n_R S_0^2 I}{4\pi L}$称为仪器常数，只与感应测井仪线圈系的结构有关。

$$g = \frac{L}{2}\frac{r^3}{R_T^3 R_R^3} = \frac{L}{2}\frac{r^3}{[r^2 + (\frac{L}{2}+z)^2]^{3/2}[r^2 + (\frac{L}{2}-z)^2]^{3/2}} \tag{1-30}$$

定义 g 为单元环几何因子，是单元环尺寸和空间几何位置决定的函数。

假设均匀全无限介质，电导率为 σ 时，其中的全部涡流在接收线圈中产生相当于无数个单元环感应电动势的总和。由于和介质的电导率有关，称为感应测井的有用信号，用 $E_{有用}$表示：

$$E_{有用} = \int_{全空间} de' = K_{仪}\int_{全空间} g\sigma dA = K_{仪}\,\sigma\iint g dA \tag{1-31}$$

可以证明：

$$\int_{全空间} g dA = \int_0^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} g dr dz = 1 \tag{1-32}$$

即整个空间所有单元环几何因子之和为 1，得出：

$$E_{有用} = K_{仪}\,\sigma \tag{1-33}$$

上式表明，$E_{有用}$与地层电导率成正比，通过对$E_{有用}$的测量，就能得出地层电导率（均匀介质）或地层视电导率（有井和地层条件）。在有井及有限厚地层条件下，得出的为视电导率 σ_a $(1/R_a)$，用下式表示：

$$\sigma_a = \frac{E_{有用}}{K_{仪}} = \int_{全空间} \sigma g \mathrm{d}A \qquad (1-34)$$

感应测井就是测量视电导率 σ_a 随深度变化的曲线，称为感应测井曲线。

在测井中，通常遇到的情况是有井存在，地层厚度有限，渗透性地层又有钻井液侵入带存在（图 1-24）。此时，上式的积分可以分区进行。

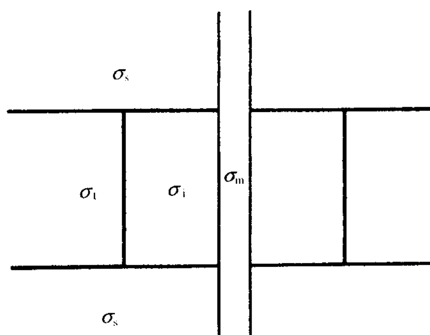


图 1-24　有井、侵入带的地层模型

$$\sigma_a = \int_{全空间} \sigma g \mathrm{d}A = \sigma_m \int_m g \mathrm{d}A + \sigma_i \int_i g \mathrm{d}A + \sigma_t \int_t g \mathrm{d}A + \sigma_s \int_s g \mathrm{d}A \qquad (1-35)$$

积分号下的 m、i、t 及 s 分别代表井内钻井液、侵入带、原状地层及围岩所占有的空间。如果用 G_m、G_i、G_t 及 G_s 分别代表这四个积分，感应测井的视电导率为

$$\sigma_a = \sigma_m G_m + \sigma_i G_i + \sigma_t G_t + \sigma_s G_s \qquad (1-36)$$

上式表明，地层视电导率相当于 σ_m、σ_i、σ_t 及 σ_s 的加权平均值。其中 G_m，G_i、G_t 及 G_s 分别代表井（充满钻井液）、侵入带、原状地层及上、下围岩的几何因子。

在接收线圈中除有用信号外，还有发射线圈与接收线圈间的直接耦合信号，该信号与地层电导率无关，称为无用信号，用 $E_{无用}$表示。

$E_{无用}$只与仪器结构和发射电流有关，与地层电导率无关，感应测井时应把 $E_{无用}$去掉。

二、感应测井探测特性

（一）双线圈系探测特性

根据井周围介质电导率沿横向（径向）及纵向（轴向）的变化特点，讨论几何因子沿横向和纵向的变化。

1. 径向探测特性

径向特性是指垂直于线圈系轴的方向上不同距离处介质对读数影响的相对大小。为了研究井中，侵入带及原状地层对测量结果的影响，将半径为 r 的单元环几何因子 g 对 z 积分：

$$G_r = \int_{-\infty}^{+\infty} g \mathrm{d}z = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{L}{2} \cdot \frac{r^3 \mathrm{d}z}{\left[r^2 + \left(\frac{L}{2}+z\right)^2\right]^{3/2} \left[r^2 + \left(\frac{L}{2}-z\right)^2\right]^{3/2}} \qquad (1-37)$$

积分结果：

$$G_r = \frac{2nk}{L}\{(1-k^2)K(k) + (2k^2-1)E(k)\} \qquad (1-37')$$

式中：$n = \frac{r}{L}$；$k = \frac{1}{\sqrt{4n^2+1}}$；$K(k) = \int_0^{\pi/2} \frac{\mathrm{d}\theta}{\sqrt{1-k^2\sin^2\theta}}$（为第一类完全椭圆积分）；$E(k) = \int_0^{\pi/2} \sqrt{1-k^2\sin^2\theta}\,\mathrm{d}\theta$（为第二类完全椭圆积分）。

G_r 称为径向微分几何因子。其物理意义是，厚度为 1 m，半径为 r 无限长圆筒状介质对视电导率的相对贡献。图 1－25 是 1 m 双线圈系径向微分几何因子的特性曲线，随着 r 由 0 变为∞时，G_r 开始增大。当 $r=0.45L$ 时，G_r 达到最大；然后随 r 的增大，G_r 变小。当 $r\to\infty$ 时，$G_r\to 0$。这表明，距井轴不同位置处，介质的相对贡献不同。为了增加探测深度，应增大线圈距 L。

为了研究半径不同的圆柱状介质对测量结果的相对贡献，求径向微分几何因子对 r 的积分：

$$G_{径积} = \int_{0}^{r=d/2} G_r(r)\,\mathrm{d}r \tag{1-38}$$

$G_{径积}$称为径向积分几何因子。$G_{径积}$与 r 的关系曲线称为径向积分特性曲线（图 1－26）。由图中看出，用 1 m 线圈距时，$r=0.5$ m 圆柱体对视电导率 σ_a 的相对贡献为 22.5%；$r=2.5$ m 时圆柱体对 σ_a 的相对贡献为 77%；$r>2.5$ m 以外介质的相对贡献为 23%。由此可见，1 m 双线圈系测量值主要决定于 2.5 m 以内的介质，可用径向积分几何因子研究感应测井线圈系的探测范围。

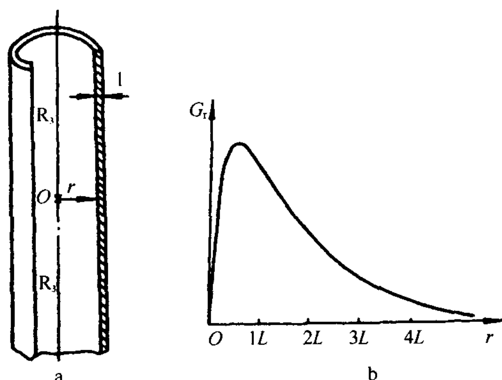


图 1－25　1 m 双线圈系径向微分几何因子
a—无限长圆筒状介质；b—径向微分几何因子特征曲线；T—发射线圈；R—接收线圈

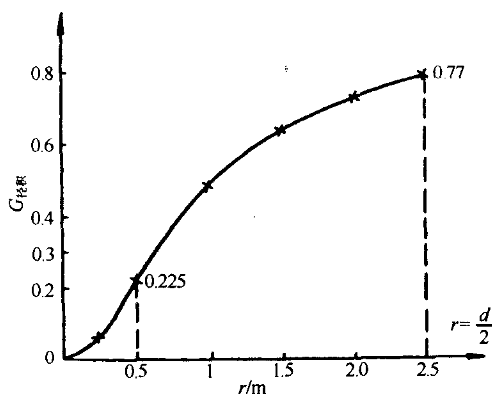


图 1－26　径向积分几何因子特征曲线

2. 纵向探测特性

纵向特性是指沿线圈系轴线方向不同距离处介质对读数影响相对大小。为了研究地层厚度、围岩对感应测井视电导率的影响，将 z 值为一定的单元环几何因子对 r 求积分：

$$G_z = \int_0^\infty g\mathrm{d}r = \int_0^\infty \frac{L}{2}\cdot\frac{r^3\mathrm{d}r}{\left[r^2+\left(\frac{L}{2}+z\right)^2\right]^{3/2}\left[r^2+\left(\frac{L}{2}-z\right)^2\right]^{3/2}} \tag{1-39}$$

G_z 为纵向微分几何因子。物理意义是：厚度为 1 个单元，z 值一定时薄板状板介质对视电导率 σ_a 的相对贡献。适当变换后，积分结果：

$$G_z = \frac{1}{2L},\ |z| \leqslant L/2$$

$$G_z = \frac{1}{8z^2},\ |z| \geqslant L/2$$

G_z 与 z 的关系曲线（图 1－27）表明，位于双线圈之间介质的 G_z 最大，而在双线圈之外的 G_z 值随 $|z|$ 的增大按 $1/z^2$ 规律减小。

为了研究地层厚度对视电导率 σ_a 的相对贡献，求纵向微分几何因子对 z 的积分：

$$G_{纵积} = \int_{-h/2}^{+h/2} G_z(z)\,dz \qquad (1-40)$$

$G_{纵积}$称为纵向积分几何因子。

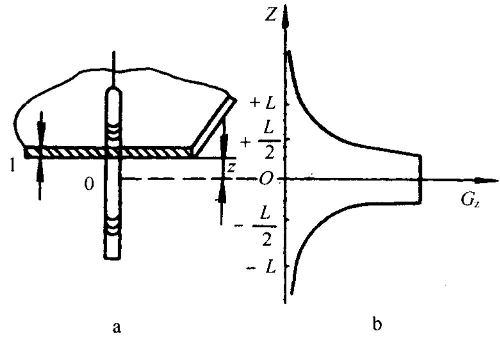


图 1－27　纵向微分几何因子特性曲线

a—无限延伸薄板状介质；b—纵向微分几何因子特性曲线

（二）多线圈系的探测特性

为了研究多线圈系的探测特性，分别计算了纵向几何因子和径向几何因子。任何由（$K+1$）个串接的发射线圈和（$L+1$）个串接的接收线圈组成的复合线圈都可看成是（$K+1$）（$L+1$）个简单双线圈系组成。

复合线圈系中总无用信号（$E_{无用总}$）为

$$E_{无用总} = \sum_{i,j=0}^{K,L} E_{无用ji} = \sum_{i,j=0}^{K,L} -\frac{i\omega\mu n_{Ti} n_{Rj} S_0^2 I}{2\pi L_{ij}^3} \qquad (1-41)$$

总有用信号（$E_{有用总}$）为

$$E_{有用总} = \frac{\omega^2\mu^2 S_0^2}{4\pi} I \sum_{i,j=0}^{k,L} \frac{n_{Ti} nR_j}{L_{ij}} \int_{全空间} g_{ij}\,dA \qquad (1-42)$$

式中：g_{ij}为第 i 个发射线圈与第 j 个接收线圈对的单元环几何因子。

$E_{有用总}$可化成双线圈系的简单形式：

$$E_{有用总} = K_{仪}^{复} \int_{全空间} g^{复}\,\sigma dA \qquad (1-43)$$

$$\sigma_a = \frac{E_{有用总}}{K_{仪}^{复}} = \int_{全空间} g^{复}\,\sigma dA \qquad (1-44)$$

式中：$K_{仪}^{复}$为复合线圈系仪器常数。

$$K_{仪}^{复} = \frac{\omega^2\mu^2 S_0^2 I}{4\pi} \sum_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}} \qquad (1-45)$$

$g^{复}$ 是复合线圈系单元环几何因子：

$$g^{复} = \frac{\sum_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}} g_{ij}}{\sum_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}}} \qquad (1-46)$$

其中

$$g_{ij} = \frac{L_{ij}}{2} \frac{r^3}{R_{Ti}^3 R_{Rj}^3} \qquad (1-47)$$

式中：r 为单元环的半径；R_{Ti}和 R_{Rj}分别是第 i 个发射线圈和第 j 个接收线圈到单元环的距离。

将 g_{ij}代入前式，可得：

$$g^{复} = \frac{r^3 \sum\limits_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{R_{Ti}^3 \cdot R_{Rj}^3}}{2 \sum\limits_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}}} \tag{1-48}$$

可以证明：

$$\int\limits_{全空间} g^{复} \mathrm{d}A = 1 \tag{1-49}$$

复合线圈系的径向微分几何因子 $G_r^{复}$ (r) 为

$$G_r^{复}(r) = \int_{-\infty}^{+\infty} g^{复}(r,z)\mathrm{d}z = \frac{\sum\limits_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}} G_{rij}}{\sum\limits_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}}} \tag{1-50}$$

式中：G_{rij}为第 i 个发射线圈和第 j 个接收线圈对的径向微分几何因子。

复合线圈系的纵向微分几何因子 $G_z^{复}$ (z) 为

$$G_z^{复}(z) = \int_0^{\infty} g^{复}(r,z)\mathrm{d}r = \frac{\sum\limits_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}} G_{zij}(z)}{\sum\limits_{i,j=0}^{K,L} \frac{n_{Ti} n_{Rj}}{L_{ij}}} \tag{1-51}$$

式中：G_{zij}为第 i 个发射线圈和第 j 个接收线圈对的纵向微分几何因子。

复合线圈系的径向积分几何回子 $G_{横积}^{复}$：

$$G_{横积}^{复} = \int_0^r G_r^{复}(r)\mathrm{d}r \tag{1-52}$$

复合线圈系的纵向积分几何因子 $G_{纵积}^{复}$：.

$$G_{纵积}^{复} = \int_{-z}^{z} G_z^{复}(z)\mathrm{d}z \tag{1-53}$$

根据上述基本概念，可以进行感应测井线圈设计。

我国曾广泛使用过 0.8 m 六线圈系，其主要参数如下：

$$\begin{matrix} R_2 0.6 T_0 0.2 T_1 0.4 R_1 0.2 R_0 0.6 T_2 \\ -7 \quad 100 \quad -25 \quad -25 \quad 100 \quad -7 \end{matrix}$$

线圈符号间的数是以米为单位的距离，下面的一行数字是线圈的圈数。该线圈系的仪器常数为 0.3086，相对互感系数为 0.01828。

图 1-28 是 0.8 m 六线圈系径向微分和径向积分几何因子的特性曲线。曲线 1 表明，r=0～0.2 m 时，$G_r^{复}$ 为负值；r=0.58 m 时，$G_r^{复}$ 达到最大值。曲线 2 表明，r=0.5 m 时，$G_{积}^{复}$=0.1（10%），对于 1 m 双线圈系 $G_{横积}$=0.225（22.5%）。表明，r≤0.5 m 圆柱状介质对六线圈系的贡献减小。r=2.5 m，六线圈系的 $G_{横积}^{复}$=0.72（72%），1 m 双线圈系的 $G_{横积}$=0.77（77%）。表明，0.8 m 六线圈系探测深度稍有增加。

图 1-29 是 0.8 m 六线圈系纵向微分及纵向积分几何因子特性曲线。曲线 1 表明，z=0.3 m 时，$G_z^{复}$ 显著减小，其分层能力比双线圈系好。由曲线 2 看出，h = 1m 时，六线圈系的 $G_{纵积}^{复}$=0.67（67%），1 m 双线圈系的 $G_{纵积}$=0.5（50%）。表明，六线圈系的围岩

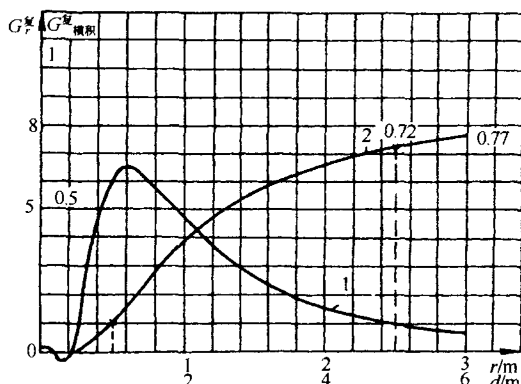


图 1-28　0.8 m 六线圈系径向微分及径向积分几何因子特征曲线

1—径向微分几何因子特性曲线；2—径向积分几何因子特性曲线

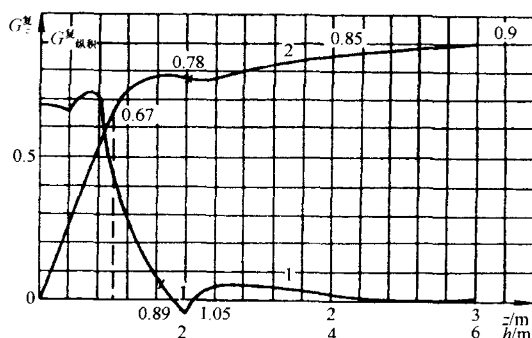


图 1-29　0.8 m 六线圈系径向微分及纵向积分几何因子特征曲线

1—纵向微分几何因子特性曲线；2—纵向积分几何因子特性曲线

影响显著下降。

另有两种六线圈系可供参考。

深探测六线圈系：

$$\begin{matrix} T_2 0.75 R_0 0.25 R_1 0.5 T_1 0.25 T_0 0.75 R_2 \\ -7 \quad 100 \quad -25 \quad -25 \quad 100 \quad -7 \end{matrix}$$

线圈系的主线距为 1 m，探测深度大于 0.8 m 六线圈系；但分层能力较差，线圈系的相对仪器常数和互感系数与 0.8 m 六线圈系相同。

浅探测六线圈系：

$$\begin{matrix} T_2 0.96 T_0 0.4 R_1 0.2 T_1 0.4 R_0 0.96 R_2 \\ -53 \quad 100 \quad -3 \quad -3 \quad 100 \quad -53 \end{matrix}$$

线圈系的探测深度较浅，约为 0.7 m，相对仪器常数为 0.4333，相对互感系数为 0.0581。该线圈系可用于研究钻井液侵入带的变化。

（三）双感应-聚焦测井组合

为了求得侵入带原状地层的电阻率和侵入带直径，提出了双感应-聚焦测井组合。在径向三层介质条件下，如果对感应测井视电导率曲线作了井眼和围岩影响的校正，此时视电导率主要受侵入带电导率 σ_{xo}、原状地层电导率 σ_t 及侵入带直径 d_i 的影响，根据几何因子理论可写出下式：

$$\sigma_a = G_i \sigma_{xo} + (1 - G_i) \sigma_t \tag{1-54}$$

G_i 为侵入带的几何因子，它是侵入带直径 d_i 的函数。上述方程中含有 σ_{xo}、σ_t 及 d_i 三个未知数，需用三个方程求解，即需要有三条与三个未知数有关的测井曲线。通常，采用双感应-聚焦测井组合来解决这个问题。

常用的双感测井仪的线圈结构如图 1-30 所示，T 为深、中感应共用的发射线圈，R 为深感应的接收线圈，深感应的主线圈对为 T_1R_1（$\overline{T_1R_1} = L_{深} = 1.016$ m）；中感应的接收线圈为 r，其主线圈对为 T_1r_1（$\overline{T_1r_1} = L_{中} = 0.873$ m）。深感应采用对称结构的六线圈系，中感应

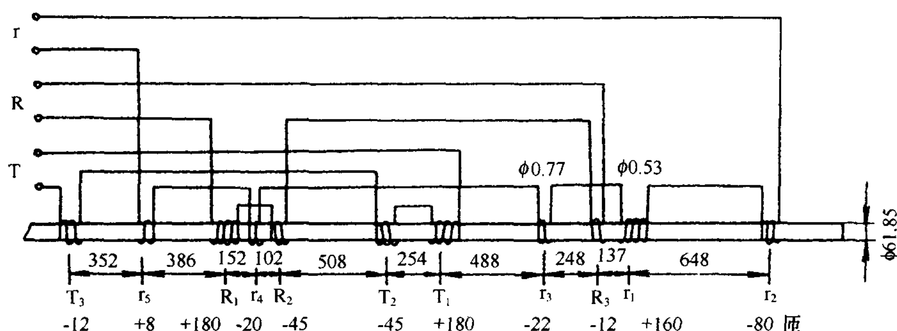


图 1-30 双感应测井线圈系结构图

T—双感应发射线圈；R—深感应接收线圈；r—中感应接收线圈

采用不对称的八线圈系。这两种感应测井仪可与八侧向或球形聚焦测井进行测井组合。

对感应测井视电导率（σ_a）进行井眼、围岩及趋肤效应校正后，即可用双感应-浅聚焦测井综合图版求取 σ_t、σ_{xo} 和 d_i。也可用正在研究开发的感应测井数据反演求取有关上述参数。

第四节 介电测井

介电测井也称电磁波传播测井，用来测量井下地层的介电常数。地层水的介电常数为78～81，原油的介电常数为2～2.4，天然气介电常数为1，岩石骨架介电常数为4～9。当储层的孔隙度达到一定数值时，含油气层的介电常数与水层的介电常数有明显差别，据此可以划分油、气、水层。

一、岩石介电常数和电磁特性

在电场力的作用下，电介质的原子、离子或分子产生位移，形成电偶极子。电偶极子定向排列，形成电介质极化现象。用电极化强度（$\boldsymbol{P}$）表征电介质的极化程度，用下式表示：

$$\boldsymbol{P} = \frac{\Sigma \boldsymbol{p}}{\Delta V} \tag{1-55}$$

式中：$\boldsymbol{p}$ 为电偶极矩（$\boldsymbol{p} = q\boldsymbol{l}$，$q$ 为电荷的电荷量，$\boldsymbol{l}$ 为正、负电荷间的距离）；ΔV 为电介质的体积。

上式表明，电极化强度为单位体积电介质中电偶极矩的代数和。电极化强度除与电介质的材料特性有关外，还与外加电场强度成正比，即

$$\boldsymbol{P} = \chi \boldsymbol{E} \tag{1-56}$$

式中：χ 为电极化率；E 为电场强度。

根据传导电流密度 $\boldsymbol{J} = \sigma \boldsymbol{E}$；位移电流密度 $\frac{\partial D}{\partial t} = -\mathrm{i}\omega\varepsilon_0\varepsilon_r E$ 的概念，可导出介电常数的表示式：

$$\varepsilon = 1 + 4\pi\chi \tag{1-57}$$

上几式中：σ 为电介质的电导率；E 为电场强度；D 为电位移矢量；ε、ε_0、ε_r 分别为电介质的介电常数、真空中的介电常数、相对介电常数；χ 为电极化率，表征介质极化敏感程度的量纲一参数。

如果真空的介电常数为 ε_0，电介质的介电常数为 ε，相对介电常数 ε_r 为

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \tag{1-58}$$

一般而言，介电常数都是指相对介电常数，通常用 ε 表示。

在交变电磁场中，电介质的介电常数为一复数：

$$\begin{aligned}\varepsilon &= \varepsilon' - i\varepsilon'' = \varepsilon'(1 - i\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}) \\ &= \varepsilon'(1 - i\tan\delta)\end{aligned} \tag{1-59}$$

式中：ε'为复介电常数实部；ε''为复介电常数虚部，电介质电损耗引起。

通常，复介电常数虚部用下式表示

$$\varepsilon'' = \frac{\sigma}{\omega} + \varepsilon''_d \tag{1-59'}$$

式中：σ/ω 为传导电流引起的损耗，σ 为电介质的电导率，ω 为外加电场角频率；ε''_d 为介电损耗（原子、离子、分子发生位移极化由摩擦等引起的损耗）；$\tan\delta = \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}$是损耗角正切，表示电介质中损耗的大小。

储层介电常数与孔隙度的大小及所含流体的成分有关，同时也受岩石颗粒大小、排列及结构、胶结物等因素的影响。一些常见岩石和流体的相对介电常数及传播时间如表 1-4 所示。由于石油、天然气的介电常数与地层水的介电常数有明显差别，当储层孔隙度达到一定数值时，含油、气岩石与含水岩石的介电常数也有明显差别，这就是介电测井的应用基础。

表 1-4　常见岩石和流体的相对介电常数和传播时间

物　质	相对介电常数 ε_r	无损耗传播时间/（ns · m^{-1}）
空　气	1.000585	3.3
天然气	1	3.3
石　油	2~2.4	4.7~5.2
水	56~80	25~30
砂　岩	4.65	7.2
白云岩	6.9	8.7
石灰岩	7.5~9.2	9.1~10.2
泥　岩	5~25	7.46~16.6
石　英	3.8	6.5
云　母	5.4	7.8
正长石	4	6.7
硬石膏	6.35	8.5
石　膏	4.16	6.18
岩　盐	5.6~6.35	7.6~8.4

电介质极化由电子极化、原子（离子）极化、位移（转向）极化及界面极化引起。这几种极化的截止频率不同，同一电介质在不同的电场频率下的介电常数也会发生变化，即频散效应。如果外加电磁场的频率大于 10^{19} Hz，频率太高，不可能激发任何振动，故不会产生任何极化现象，对介电常数无贡献。当外加电磁场的频率为 $3\times10^{14}\sim3\times10^{15}$ Hz，电介质中原子价电子的振动频率为 $10^{14}\sim3\times10^{15}$ Hz，此时使原子核与电子云沿相反方向移动，形成电偶极子，产生电子极化。如果外加电磁场的频率为 $10^{12}\sim3\times10^{13}$ Hz，晶体内的原子（或离子）或分子内的原子，振动频率也在此范围内。在外电场的作用下，这些原子或离子会产生相对位移，形成电偶极子，产生原子（离子）极化。当外加电磁

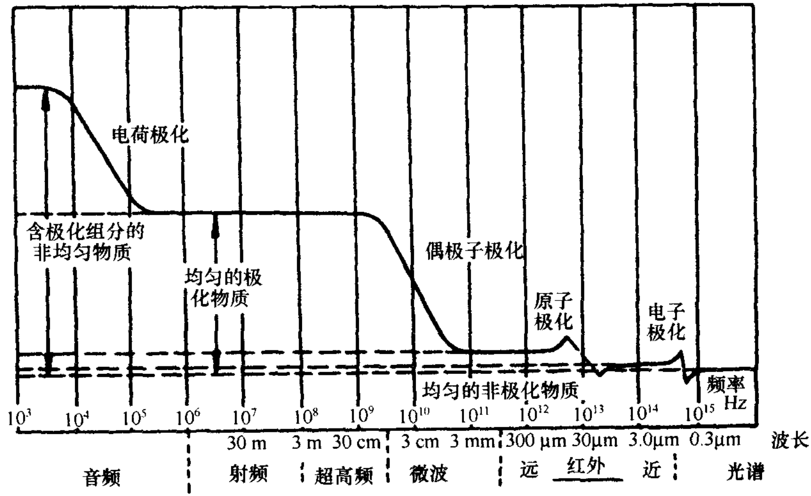


图 1-31　电介质介电常数与频率的关系曲线

场的频率为 $10^{4}\sim10^{11}$ Hz，这时极性分子的固有电偶极子趋向于外加电磁场的方向，形成分子的转向极化。当外加电磁场的频率 $f<10^{4}$ Hz，这时空间电荷或两种介质界面上的电荷会随电场而变化，形成宏观电偶极子，产生界面（空间电荷）极化，图 1-31 给出了极化的频段范围。

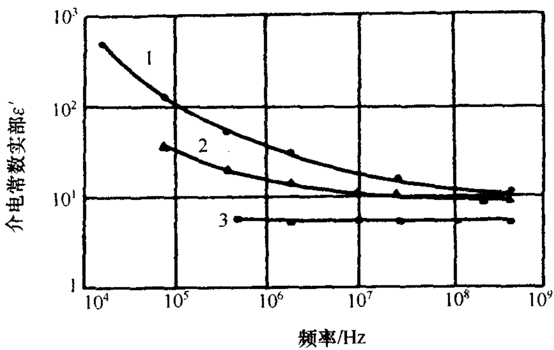


图 1-32　砂岩（$\varphi=15\%$）饱含淡水和盐水时 ε' 与频率的关系曲线

1—含湿空气；2—饱含淡水；3—饱和盐水（矿化度 = 15g/L）

储层岩石介电常数的变化也遵循上述规律。但是，随着孔隙中所含流体成分不同，其变化程度也不同。图 1-32 是孔隙度为 15% 砂岩介电常数实部 ε' 与频率的关系曲线。可以看出，在湿空气条件下，岩石介电常数 ε' 随着频率的降低稍有增加，不超过 10%；当孔隙中含有淡水时，随着频率的降低 ε' 增大。同样地，当孔隙中含有盐水时，介电常数 ε' 也按此规律变化，其绝对值增大。但应注意到，在 $f\geqslant10^{8}$ Hz，岩石中含淡水和盐水时

的介电常数基本近似。也就是说，当频率很高时，地层水矿化度对介电常数的影响可忽略不计，这也是电磁波传播测井选用1.1 GHz工作频率的主要原因。同时也说明，在介电测井采用不同的工作频率时，必须考虑频散效应；否则会对解释结果带来不利的影响。

为了进一步说明岩石介电常数与其孔隙度的关系，在实验室中对饱和水与饱和油的岩样进行了测量。图1-33是在工作频率为1200 MHz砂岩、石灰岩饱和淡水时介电常数ε'与孔隙度φ的关系。由于砂岩与石灰岩的骨架值不同，在同样孔隙度条件下其介电常数也不同。因此，介电测井解释时必须考虑岩石骨架的影响。上述结果表明，孔隙中100%饱含水时，ε'随着φ的增大而增大。实际上，介电常数的增加反映了岩石孔隙度中含水体积的增大。图1-34是石灰岩在不同孔隙度时饱含淡水和原油时ε'（f=1200 MHz）与孔隙度的关系曲线。当饱含油时，随着孔隙度增大，介电常数ε'下降，这是因为原油的介电常数为2~2.4，低于石灰岩骨架值引起的。同时表明，在同样孔隙度条件下，饱含水岩石与饱含油岩石之间的介电常数有差别；而且随着孔隙度的增大，介电常数的差别增大。因此，在孔隙度达到一定值时，可以根据介电常数来划分油、气、水层，这就是介电测井划分油气水层可靠的实验依据和解释基础。

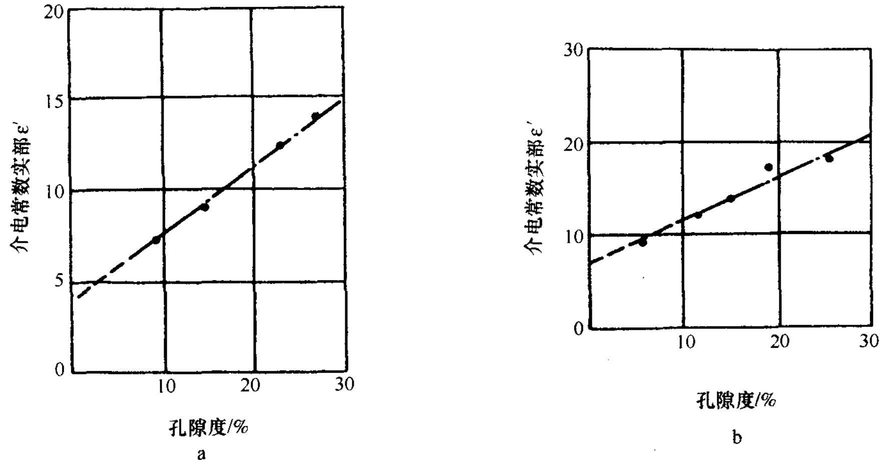


图1-33 介电常数实部ε'与孔隙度φ的关系曲线（f=1200 MHz）

a—砂岩（S_w=100%）；b—石灰岩（S_w=100%）

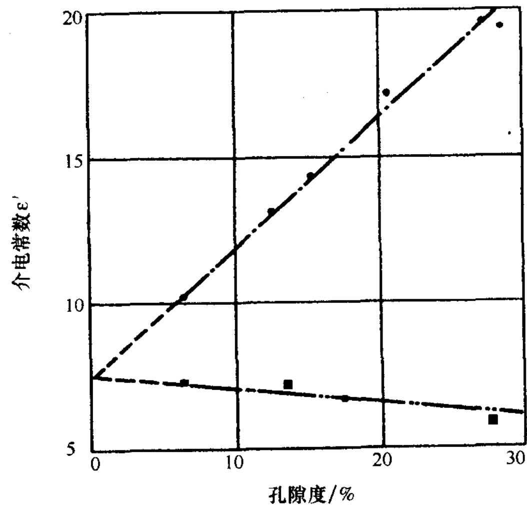


图1-34 石灰岩饱和水（S_w=100%）和饱和油（S_o=100%）介电常数ε'与孔隙度φ的关系曲线

●—S_w=100%；■—S_o=100%（S_w=0）

二、介电测井原理

井下测量储层的介电常数，要研究电磁波的传播特征。麦氏方程组表征了电磁场变化的基本规律，复数表示的麦氏方程组形式如下：

$$\nabla\times \boldsymbol{E} = \frac{\partial \boldsymbol{B}}{\partial t} \tag{1-60}$$

$$\nabla\times \boldsymbol{H} = \boldsymbol{J} + \frac{\partial \boldsymbol{D}}{\partial t} \tag{1-61}$$

$$\nabla\cdot \boldsymbol{D} = \rho \tag{1-62}$$

$$\nabla\cdot \boldsymbol{B} = 0 \tag{1-63}$$

而电荷运动的状态方程为

$$\boldsymbol{D} = \varepsilon \boldsymbol{E} \quad \text{（类似静电场关系式）} \tag{1-64}$$

$$\boldsymbol{B} = \mu \boldsymbol{H} \tag{1-65}$$

$$\boldsymbol{J} = \sigma \boldsymbol{E} \quad \text{（微分形式欧姆定律）} \tag{1-66}$$

式中：ε 为介电常数；μ 为磁导率；σ 为电导率。

由上述方程组，导出电磁场的波动方程：

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \boldsymbol{E}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} = \frac{1}{\varepsilon}\left(\nabla\rho + \mu\varepsilon \frac{\partial \boldsymbol{J}}{\partial t}\right) \tag{1-67}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{H} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \boldsymbol{H}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \boldsymbol{H}}{\partial t} = - \nabla\times \boldsymbol{J} \tag{1-68}$$

对于空间的无源场，$\rho=0$，$J=0$，上式转换为

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \boldsymbol{E}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \boldsymbol{E}}{\partial t} = 0 \tag{1-69}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{H} - \mu\varepsilon \frac{\partial_2 \boldsymbol{H}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \boldsymbol{H}}{\partial t} = 0 \tag{1-70}$$

用复数表示，则得：

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} + \omega^2\mu\left(\varepsilon - \mathrm{i}\frac{\sigma}{\omega}\right)\boldsymbol{E} = 0 \tag{1-71}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} + \omega^2\mu\,\dot{\varepsilon}\,\boldsymbol{E} = 0 \tag{1-72}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{H} + \omega^2\mu\left(\varepsilon - \mathrm{i}\frac{\sigma}{\omega}\right)\boldsymbol{H} = 0 \tag{1-73}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{H} + \omega^2\mu\,\dot{\varepsilon}\,\boldsymbol{H} = 0 \tag{1-74}$$

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon - \mathrm{i}\frac{\sigma}{\varepsilon} = \varepsilon' - \mathrm{i}\varepsilon'' \tag{1-75}$$

令 $k^2=\omega^2\mu\,\dot{\varepsilon}$（$k^2$ 称为传播常数），则上式表示为

$$\nabla^2 \boldsymbol{E} + k^2 \boldsymbol{E} = 0 \tag{1-76}$$

$$\nabla^2 \boldsymbol{H} + k^2 \boldsymbol{H} = 0 \tag{1-77}$$

这就是电磁波的波动方程。对于平面电磁波，方程的解为

$$\begin{aligned} E(z,t) &= E_{\mathrm{m}}\mathrm{e}^{\mathrm{i}(\omega t - kz)} \\ \mathrm{Re}[E] &= E_{\mathrm{m}}\mathrm{e}^{-\alpha z}\cos(\omega t - \beta z) \end{aligned} \tag{1-78}$$

式中：$k=\beta-\mathrm{i}\alpha$，β 为相位常数，相当于电磁波传播单位距离时相位的变化；α 为衰减常数（或吸收系数），相当于电磁波传播单位距离时幅度的衰减。

为了表征电磁波在介质中的传播距离，引入电磁波的传播深度（或趋肤深度）。定义电场强度穿入介质后衰减为原有值的 1/e 倍时，这个距离为穿透深度（δ）。设电场强度为 E_m，穿入介质的距离为 z（$z=\delta$）时，电磁波的幅度为 E_m 的 e^{-1} 倍，即

$$\begin{aligned} E &= E_m e^{-1} = E_m e^{-\alpha z} \\ &= E_m e^{-\alpha\delta} \end{aligned} \tag{1-79}$$

$$\delta = \frac{1}{\alpha} \tag{1-80}$$

电磁波在介质中传播时，相位变化和幅度衰减与所在介质的介电特性密切相关。根据传播常数 k 的关系式：

$$\begin{aligned} k &= \omega\sqrt{\mu\dot{\varepsilon}} = \omega\sqrt{\mu(\varepsilon - \mathrm{i}\frac{\sigma}{\omega})} \\ &= \omega\sqrt{\mu(\varepsilon' - \mathrm{i}\varepsilon'')} = \beta - \mathrm{i}\alpha \end{aligned} \tag{1-81}$$

得出

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega^2\mu\varepsilon'}{2}}\left[\sqrt{1+(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'})^2}-1\right]^{1/2} \tag{1-82}$$

由 α 的表达式可以看出，当角频率愈高、电导率愈大，趋肤深度越浅，这在一定程度上表示了电磁波传播测井的探测范围。

$$\beta = \sqrt{\frac{\omega^2\mu\varepsilon'}{2}}\left[\sqrt{1+\left(\frac{\varepsilon''}{\varepsilon'}\right)^2}+1\right]^{1/2} \tag{1-83}$$

$$\varepsilon' = \frac{\beta^2-\alpha^2}{\omega^2\mu} \tag{1-84}$$

$$\varepsilon'' = \frac{2\alpha\beta}{\omega^2\mu} \tag{1-85}$$

这些关系式是电磁波传播测井的理论基础。电磁波在传播过程中，相位和幅度的变化决定于介质的介电常数实部（ε'）与虚部（$\varepsilon''=\sigma/\omega$）。只要测量出电磁波在地层中的相位和幅度变化，就能确定储层的复介电常数。据此就能够确定地层的含水或含油气饱和度，较准确地划分出油、气、水层。

三、介电测量

在介电常数不同的两种介质交界面上，电磁波的传播遵循反射定律与折射定律。当电磁波发生折射时（图 1－35）有下式成立：

$$\frac{\sin a}{\sin b} = \frac{v_1}{v_2} \tag{1-86}$$

式中：a 为入射角；b 为折射角；v_1、v_2 为电磁波在介质 1 和介质 2 中的传播速度。

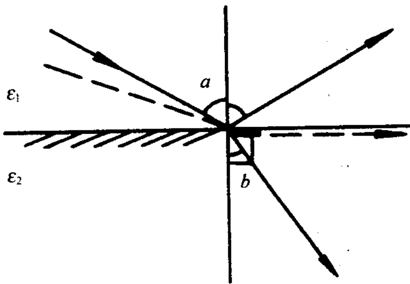


图 1－35　电磁波的反射与折射

在均匀无限介质中，电磁波的传播速度用下式表示：

$$v=\frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \tag{1-87}$$

则 $v_1=\frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon_1}}$，$v_2=\frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon_2}}$代入折射定律公式，得：

$$\frac{\sin a}{\sin b}=\sqrt{\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1}} \tag{1-88}$$

当 $\varepsilon_1>\varepsilon_2$，入射角为临界角时，$b=90°$（$\sin b=1$），产生全反射；电磁波在介质 2 中沿界面传播，此波称为侧面波。电磁波传播测井就是测量在地层中穿行的侧面波。

（一）电磁波传播测井的测量原理

通常，泥饼的介电常数大于地层的介电常数。因此，在泥饼与地层之间会产生全反射，一部分波经泥饼传播；另一部分波进入地层，并沿泥饼和地层的界面传播，即所谓侧面波。测量侧面波的幅度衰减和相位变化，就可求得地层的介电常数。

电磁波传播测井仪器（EPT）采用双发双收补偿式测量，其发射天线和接收天线的排列为 $T_18R_14R_28T_2$（单位为 cm）。目前，天线排列方式有两种，一种为横向排列，即背腔式缝隙天线的长轴方向与极板轴方向垂直，等效磁偶极子的方向与极板轴的方向垂直，斯仑贝谢的 EPT－D 型仪器采用这种排列方式；另一种为纵向排列，即等效磁偶极子的方向与极板轴方向平行（图 1－36），EPT－G 型仪器采用这种方式，并使背腔式缝隙天线的尺寸减小，即长度 $<\frac{1}{2}\lambda$（λ 为波长），深度 $<\frac{1}{4}\lambda$。这样，使天线能更好地等效于磁偶极子。当采用与 EPT－D 型仪相同的源距和间距时，其探测深度大于 EPT－D 型仪器。

1. 幅度衰减测量

T_1 天线发射，近接收天线和远接收天线分别测得电压信号 U_{ND} 和 U_{FD}。

T_2 天线发射，近接收天线和远接收天线分别测得 U_{NU} 和 U_{FU}。

在 T_1 和 T_2 交替发射一次后，得出近接收天线信号的平均值与远接收天线信号平均值

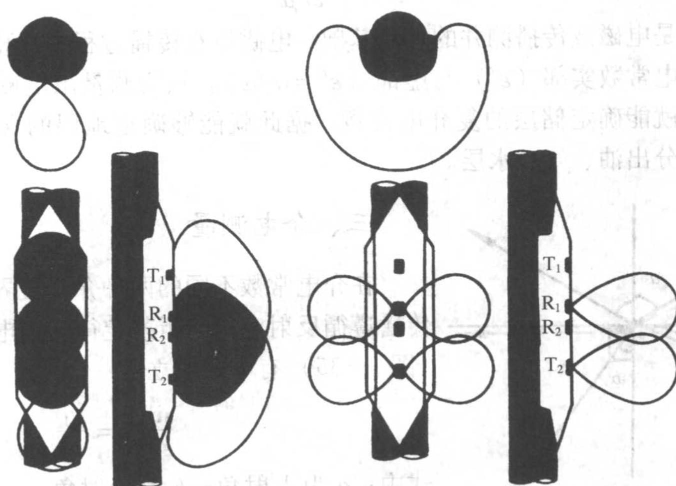


图 1－36　横向排列天线和纵向排列天线

之差，即

$$\frac{U_{ND} + U_{NU}}{2} - \frac{U_{FD} + U_{FU}}{2}$$

将上述差值与近、远接收天线的参考信号差值（$U_{NR} - U_{FR}$）相比，即可得出幅度衰减值 EATT：

$$\text{EATT} = K\left[\frac{\frac{U_{ND} + U_{NU}}{2} - \frac{U_{FD} + U_{FU}}{2}}{U_{NR} - U_{FR}}\right] \quad (1-89)$$

式中的 K 为比例常数，通过已知信号求出。

2. 相位测量

T_1 天线发射，远接收天线测得信号与近接收天线测得的信号相位差为 θ_D。

T_2 天线发射，远接收天线与近接收天线测得信号的相位差为 θ_u。

T_1 和 T_2 交替发射得出的相位差 θ_{EPT} 为

$$\theta_{EPT} = \frac{\theta_D + \theta_u}{2} \quad (1-90)$$

实际上，地层都有一定的导电能力，是有损耗介质，电磁波在其中传播时，会发生相位移和衰减。因此，电磁波传播时间 t_{pl}（ns/m）的大小取决于介质的介电常数实部和虚部，并定义为电磁波穿行 1 m 距离的时间，通过 $t_{pl} = \frac{1}{v} = \frac{\beta}{\omega}$（$\beta$ 为相位常数；ω 为角频率，$\omega = 2\pi f$）关系式，可将 θ_{EPT} 转换为 t_{pl}，即 $t_{pl} = \frac{\theta_{EPT}}{15.84}$。

图 1－37 是电磁波传播测井的测井曲线，图中第 1 道为井径曲线和衰减曲线，第二道为传播时间（t_{pl}）曲线。

（二）介电测井

介电测井仪有两种类型，一种为深探测的介电测井仪；另一种为浅探测的介电测井仪。

深探测介电测井仪采用一个发射线圈和两个接收线圈，其排列为 $T_1 0.8 R_1 0.2 R_2$（单位为 m），工作频率为 47 MHz，探测深度约为 38.1 cm（15 in）。

经过一定的计算模型，得出介电常数实部 ε 和电导率 σ 曲线。

浅探测介电测井仪采用背腔式缝隙天线，天线排列为 $T_1 10 R_1 3 R_2 10 T_2$（$T_1 25.4 R_1 7.6 R_2 25.4 T_2$）[单位为 in（cm）]，工作频率为 200 MHz。

两个发射天线和两个接收天线装在金属导体的极板上，借助于推靠器贴在井壁上，用补偿式测量方法，以消除仪器的倾斜影响。二道中频率信号经鉴相器，对远、近接收天线的波形进行比较，得出二者的相位移信号（PHS）。经电缆将 A_1、A_2 和 PHS 信号送入地面仪器，经地面仪器处理可输出幅度比（A_2/A_1）、相位移 PHS 及介电常数实部 ε 和电导率 σ。

上述二种仪器已在我国有关油田投入生产，取得了一定的应用效果。

四、电磁波传播测井

（一）电磁波传播测井参数与介电参数之间的转换

电磁波传播测井测量的是传播时间 t_{pl} 和幅度衰减 A_c，需要把这两个参数转换为地层

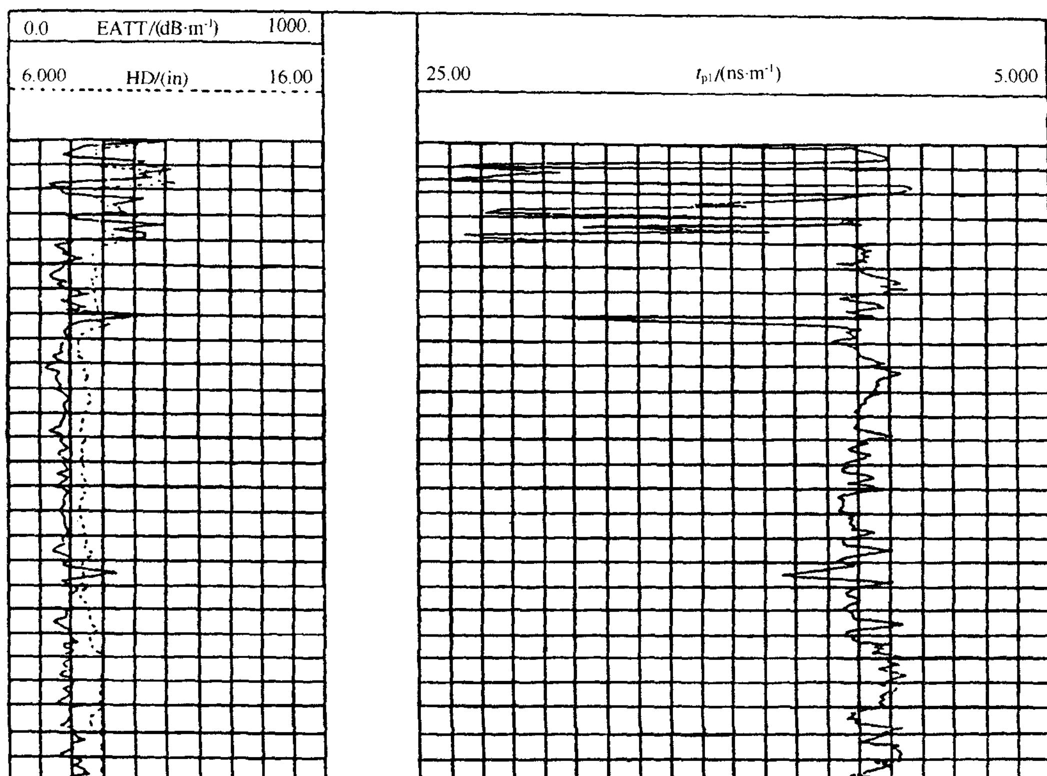


图 1－37　电磁波传播测井曲线

1 in＝2.54 cm

的介电常数实部 ε' 和虚部 ε''，前面已导出：

$$\varepsilon' = \frac{\beta^2 - \alpha^2}{\omega^2 \mu \varepsilon_0} \tag{1-91}$$

$$\varepsilon'' = \frac{2\alpha\beta}{\omega^2 \mu \varepsilon_0} \tag{1-92}$$

式中：α 为衰减常数，Np/m；β 为相位常数，rad/m。

利用已知 $t_{pl}=\beta/\omega$（$ns \cdot m^{-1}$，下同）的关系式，并把 A_c 的单位（dB/m，下同）转换为 Np/m（1Np/m＝8.686dB）即 $\alpha = A_c/8.686$，将得出的 α 和 β 代入上述两个关系式中。对于工作频率为 1.1 GHz 的电磁波传播测井，可得出以下的关系式：

$$\varepsilon' = \left(\frac{3}{10}t_{pl}\right)^2 - \left(\frac{A_c}{200.1}\right)^2 \tag{1-93}$$

$$\varepsilon'' = \frac{A_c t_{pl}}{333.5} \tag{1-94}$$

可以利用 $\varepsilon''=\sigma/\omega\varepsilon_0$，将工作频率 1.1 GHz 代入，即可求得电磁波传播测井电导率 σ_{EPT}（$S \cdot m^{-1}$）：

$$\sigma_{EPT} = \frac{A_c t_{pl}}{5458} \tag{1-95}$$

电磁波传播测井的衰减值（EATT）需作几何发散损耗校正才能得出 A_c。因为发射天线与接收天线之间的距离很近，发出的电磁波不是一个平面波，在发射传播过程中就有衰减，这种衰减与衰减常数无关，只与波的传播方式有关，故称为几何发散损耗 A_{SL}。实验表明，用经验公式求得 A_{SL}（$dB \cdot m^{-1}$）：

$$A_{SL} = 44.65 + 1.324t_{pl} + 0.184t_{pl}^2 \tag{1-96}$$

EATT 包含岩石的介电损耗和传播的几何发散损耗。后者与岩石的介电特性无关，作定量计算时，应将 A_{SL} 去掉，校正后的 EATT 即为 A_c：

$$A_c = EATT - A_{SL} \tag{1-97}$$

例如在空气中，$t_{pl} = 3.33 ns/m$，可得出 $A_{SL} \approx 51 dB/m$。表明在空气中即使没有介电损耗（$\sigma = 0$），由于电磁波传播的几何发散损耗所引起的幅度衰减达 51dB/m。

（二）岩石介电特性的频散效应

如前所述，由于岩石的介电特性与岩石的极化机理有关，同一块岩样在不同频率下测得的介电常数不同，为岩石介电特性的频散效应。对细砂岩样品（孔隙度 $\varphi = 17.4\%$，渗透率 $= 1.4 \times 10^{-3} \mu m^2$）进行全频带测量，作出介电常数实部 ε' 与频率 f 的关系曲线（图 1-38），曲线 1 是干岩样，介电常数实部 ε' 不随频率变化，无频散现象。当岩样 100% 饱和水时，岩样的介电常数实部 ε' 随频率而变化，曲线 2 的变化可大致分为三段，当频率 $f < 100$ kHz，随着频率的增大，ε' 急剧降低；频率 $f = 100$ kHz ~ 400 MHz 频带内，随着 f 的增大，ε' 也降低，其变化较慢；当 $f > 400$ MHz 时，ε' 随着 f 的增大，ε' 基本不变，变化特点可用下述多项式拟合：

$$\lg\varepsilon' = a_0 + a_1\lg f + a_2 (\lg f)^2 + a_3 (\lg f)^3 \tag{1-98}$$

上述频散特性曲线表明，当使用工作频率不同的介电测井时，一定要考虑岩石介电特性的频散影响，否则可能引起错误的结论。对我国某油田的岩心样品进行测量的结果如图 1-39 所示。图中表明，频率 $f = 25$ MHz 时，介电常数实部 ε' 与 φS_w 近似为线性关系；另外对频率分别为 60 MHz 和 200 MHz 时，ε' 与 φS_w 之间也有密切的关系，可以通过拟合，得出以下经验公式：

$$f = 25 \text{ MHz 时}, \quad y = 4.81871 + 100.268x \tag{1-99}$$

$$f = 60 \text{ MHz 时}, \quad y = 114.058x^2 + 59.7746x + 3.46502 \tag{1-100}$$

$$f = 200 \text{ MHz 时}, \quad y = 49.0291x^2 + 40.9059x + 4.77706 \tag{1-101}$$

式中，$y = \varepsilon'$，$x = \varphi S_w$。

上述结果表明，对于同样岩样，即使在频率差别不是很大时，频散效应也很明显。因此，介电测井解释时，对不同测井频率应采用不同的解释方法。

（三）电磁波传播测井的解释方法

下述解决方法主要应用于工作频率为 1.1 GHz 的电磁波传播测井（EPT）。

在电磁波传播测井导电极板与地层之间隔以泥饼，通常泥饼的电导率较地层大，对电磁波幅度衰减有较明显的影响。为此，定量解释时要作泥饼校正。

1. t_{p0} 法

t_{p0} 称为电磁波的无损耗传播时间，相当于在无损耗介质（$\sigma = 0$）中传播 1 m 所需时间。测井所遇到的地层多为有损耗介质，即地层的电导率不为零，电磁波传播测井测出的 t_{pl} 相当于在有损耗介质中的传播时间。为此要从已测出的 t_{pl}（$ns \cdot m^{-1}$）和衰减值 A_c

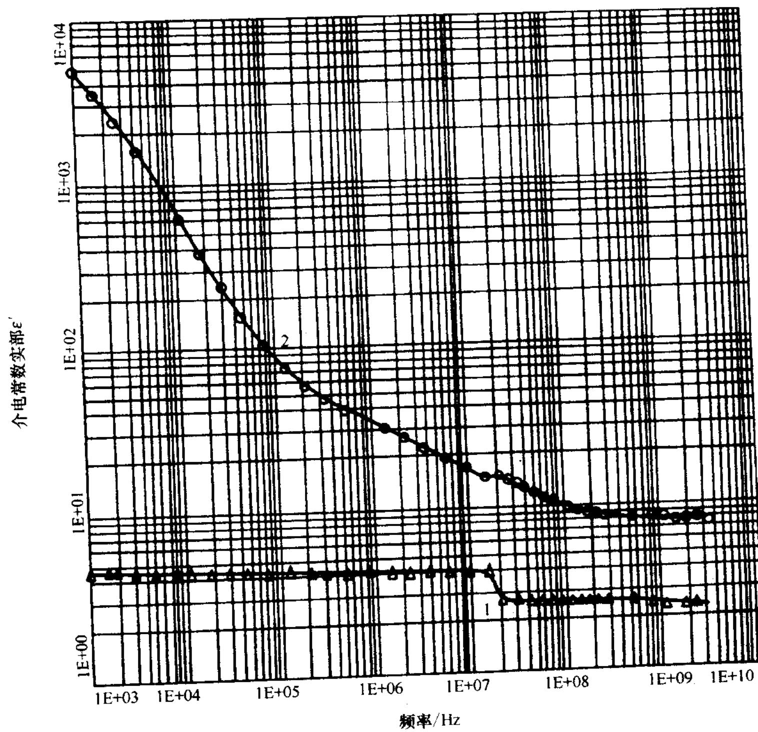


图 1-38 细砂岩全频带频散特性曲线

1—干岩样；2—100%饱和水岩样

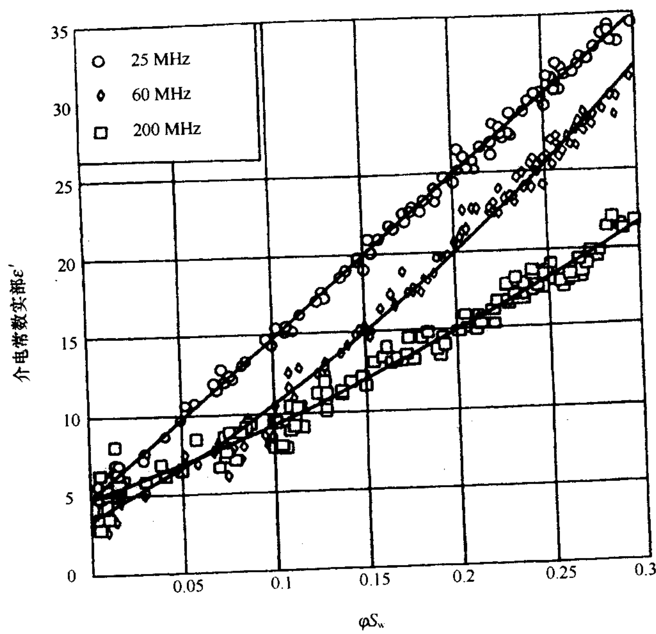


图 1-39 三种工作频率时介电常数实部 ε' 与 φS_w 的关系曲线

(dB · m^{-1}) 求出 t_{p0} (ns · m^{-1})。

对公式 (1-93) 两边乘以 100/9，得出：

$$\frac{100}{9}\varepsilon' = t_{p1}^2 - \frac{A_c^2}{3604} \quad (1-102)$$

当介质的电导率 $\sigma=0$，电磁波的幅度衰减 A_c 为零。此时的传播时间为无损耗传播时间 t_{p0}，上式中的 t_{p1} 即为 t_{p0}：

$$t_{p0}^2 = t_{p1}^2 = \frac{100}{9}\varepsilon'$$

$$t_{p0} = \frac{10}{3}\sqrt{\varepsilon'} \quad (1-103)$$

由此得出：

$$t_{p0}^2 = t_{p1}^2 - \frac{A_c^2}{3604} \quad (1-104)$$

$$t_{p0} = \sqrt{t_{p1}^2 - \frac{A_c^2}{3604}} \quad (1-105)$$

上式表明，有损耗介质传播时间 t_{p1} 总是大于 t_{p0}。由 t_{p1} 求 t_{p0} 时，相当于对衰减影响进行校正。

利用混合介质的体积加权公式：

$$\varepsilon^k = \varphi\varepsilon_1^k + (1-\varphi)\varepsilon_2^k \quad (1-106)$$

令 $k=1/2$，对含水岩石可写成以下公式：

$$\sqrt{\varepsilon'} = \varphi\sqrt{\varepsilon'_w} + (1-\varphi)\sqrt{\varepsilon_{ma}} \quad (1-107)$$

式中：ε' 为岩石复介电常数实部；ε'_w 为水的复介电常数实部；φ 为岩石孔隙度；ε_{ma} 为岩石骨架的介电常数 ($\sigma=0$)。

上式两边乘以 10/3 得出：

$$t_{p0} = \varphi t_{pw0} + (1-\varphi)t_{pma} \quad (1-108)$$

整理后，可得到电磁波测井孔隙度：

$$\varphi_{EPT} = \frac{t_{p0} - t_{pma}}{t_{pw0} - t_{pma}} \quad (1-109)$$

式中：t_{pw0} 为水的无损耗传播时间，ns；t_{pma} 为岩石骨架的无损耗传播时间，ns。

当地层孔隙中全部为水饱和时，则 $\varphi_{EPT}=\varphi_T$（总孔隙度）。如果地层孔隙中含有水和油时，φ_{EPT} 只相当于水所占据的部分孔隙空间，而油所占的孔隙空间近似于岩石骨架的响应。因此，通过三孔隙度测井求得的地层总孔隙度 φ_T，则可得出电磁波传播测井得出的冲洗带含水饱和度 $S_{xo,E}$：

$$S_{xo,E} = \frac{\varphi_{EPT}}{\varphi_T} \quad (1-110)$$

地层岩性较纯，地层水的矿化度不太高时，应用上式效果较好。

水的无损耗传播时间 t_{pw0} 可用下式求出：

$$t_{pw0} = 20\,\frac{699.33 - 0.6T}{454.67 + 0.6T} \quad (1-111)$$

式中：T 单位为℃。

岩石骨架的传播时间可查表得出，对于混合岩性可用体积加权公式得出。

2. 复平均时间法（CAT）

根据混合介质的体积加权平均公式，可得出：

$$\sqrt{\dot{\varepsilon}} = \varphi S_{xo}\sqrt{\dot{\varepsilon}_w} + \varphi(1 - S_{xo})\sqrt{\varepsilon_h} + V_{cl}\sqrt{\dot{\varepsilon}_{cl}} + (1 - \varphi - V_{cl})\sqrt{\varepsilon_{ma}} \tag{1-112}$$

式中：$\dot{\varepsilon}$为地层的复介电常数；$\dot{\varepsilon}_w$ 为地层水的复介电常数；$\dot{\varepsilon}_{cl}$为岩石中泥质的复介电常数；ε_h 为地层中油（气）的介电常数；ε_{ma}为岩石骨架的介电常数。

由于地层、地层水和地层泥质具有复介电常数，上式可分为实数和虚数部分。实数部分为

$$\mathrm{Re}\sqrt{\dot{\varepsilon}} = \varphi S_{xo}\mathrm{Re}\sqrt{\dot{\varepsilon}_w} + \varphi(1 - S_{xo})\sqrt{\varepsilon_h} + V_{cl}\mathrm{Re}\sqrt{\dot{\varepsilon}_{cl}} + (1 - \varphi - V_{cl})\sqrt{\varepsilon_{ma}} \tag{1-113}$$

虚数部分为

$$\mathrm{Im}\sqrt{\dot{\varepsilon}} = \varphi S_{xo}\mathrm{Im}\sqrt{\dot{\varepsilon}_w} + V_{cl}\mathrm{Im}\sqrt{\dot{\varepsilon}_{cl}} \tag{1-114}$$

复传播常数 k 可写成下式：

$$k = \beta - \mathrm{i}\alpha = \omega\sqrt{\mu\dot{\varepsilon}\varepsilon_0} \tag{1-115}$$

$$\sqrt{\dot{\varepsilon}} = \frac{\beta}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon_0}} - \mathrm{i}\frac{\alpha}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon_0}} \tag{1-116}$$

$$\mathrm{Re}\sqrt{\dot{\varepsilon}} = \frac{\beta}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon_0}} \tag{1-117}$$

$$\mathrm{Im}\sqrt{\dot{\varepsilon}} = \frac{\alpha}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon_0}} \tag{1-118}$$

由此导出复平均时间公式：

$$t_{pe} = \varphi S_{xo}t_{pw} + \varphi(1 - S_{xo})t_{ph} + V_{cl}t_{pcl} + (1 - \varphi - V_{cl})t_{pma} \tag{1-119}$$

$$A_c = \varphi S_{xo}A_w + V_{cl}A_{cl} \tag{1-120}$$

式中：A_w 为地层水的衰减值，$A_w = 200\mathrm{Im}\sqrt{\dot{\varepsilon}_w}$；$A_c$ 为地层中泥质的衰减值，$A_c = 200\mathrm{Im}\sqrt{\dot{\varepsilon}_{cl}}$；$V_{cl}$为地层中的泥质含量；$t_{ph}$为油气的无损耗传播时间；$t_{pcl}$为泥质的无损传播时间。

通过三孔隙度测井得出地层孔隙度 φ，并由相关公式得出 A_c、A_w、V_{cl}和 A_{cl}等参数，通过（1－120）式即可求出地层含水饱和度 S_{xo}，即 $S_{xo,E}$，从而得出含油饱和度 S_o。

3. 复合时间平均法（HBS）

最初只用复介电常数的实部计算孔隙度。后来，提出用复介电常数，该式如下：

$$\varphi_{HBS} = \left[\frac{\dot{\varepsilon} - \varepsilon_{ma}}{\dot{\varepsilon}_w - \varepsilon_{ma}}\right]\left(\frac{\dot{\varepsilon}_w}{\dot{\varepsilon}}\right)^L \tag{1-121}$$

式中：$\dot{\varepsilon}$ 为地层的复介电常数；$\dot{\varepsilon}_2$ 为地层水的复介电常数；ε_{ma}为岩石骨架的介电常数；L 为去极化因子。

去极化因子 L 与岩石骨架的颗粒形状及分布状态有关，可按有关公式计算。根据实验结果，得出 L 的平均值约为0.40。

φ_{HBS}实际只反映地层水所占的那一部分孔隙空间，若用其他测井方法得出总孔隙度

φ_T，则地层含水饱和度为

$$S_{xo,E} = \frac{\varphi_{HBS}}{\varphi_T} \tag{1-122}$$

求解上述公式较为复杂，有些地区应用时效果不佳；但作为一种解释模型，尚具一定理论意义。

（四）介电测井的解释方法

介电测井仪分为47 MHz深探测和200 MHz浅探测介电测井，是一种深浅组合方法，用以探测冲洗带和原状地层的含水饱和度。

在岩石物理实验室在工作频率为47 MHz和200 MHz的条件下对岩心样品，测量了介电常数 ε'、电导率 σ 与含水饱和度的关系曲线（图1-40）。图中表明，47 MHz得出的介电常数大于200 MHz的介电常数，而200 MHz得出的电导率大于47 MHz的电导率。根据实验测出的岩心数据，分别绘制了用47 MHz介电测井和200 MHz介电测井求 φS_w 的解释图版，即双频介电测井解释图版（图1-41）。

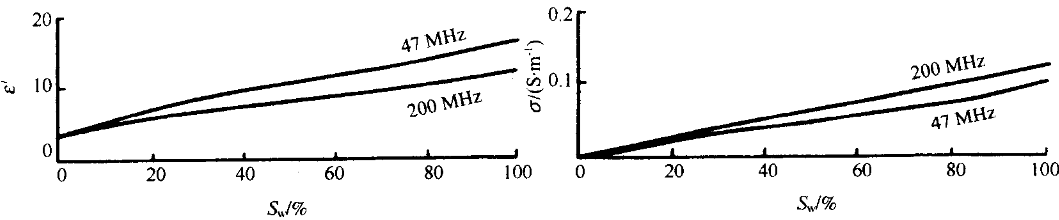


图1-40 岩石介电常数 ε'、电导率 σ 与含水饱和度 S_w 的关系曲线

图中的纵坐标为介电常数 ε'，横坐标为电导率 σ，图中的曲线号码为 φS_w，根据纵横坐标的交点即可求出 φS。利用这套图版进行解释，取得了一定的应用效果。

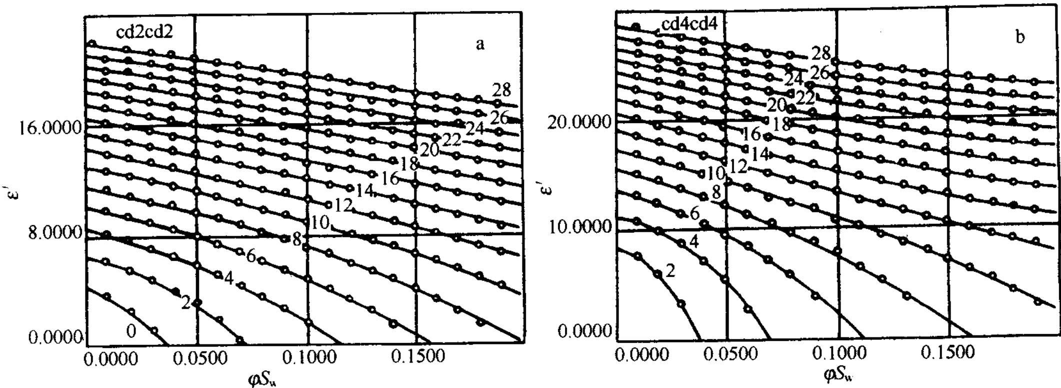


图1-41 双频介电测井解释图版

a—200 MHz介电常数 ε'、电导率 σ 与 φs_w 的关系曲线；b—47 MHz介电常数 ε'、电导率 σ 与 φS_w 的关系曲线

第五节　自然电位测井

地层岩石之间存在电化学差别时，地层岩石中会自发地产生电动势而形成自然电场。钻井泥浆的电化学性质不同于地层水。因而，井内也有自然电场分布。测量井内自然电场的测井方法就是自然电位测井。自然电位测井方法简单、容易实现且效果良好，能提供大量的地层岩石信息，是十分重要的测井方法之一。

一、地层岩石中的自然电动势

地层岩石中自然电动势种类很多，主要有扩散-吸附电动势、动电电势和氧化还原电动势。

（一）扩散-吸附电动势

两种不同浓度的盐溶液之间，可形成薄膜电动势和扩散电动势。产生这两种电动势的根本原因是溶液浓度差，是自然电动势的电化学分量，常称扩散-吸附电动势。

1. 薄膜电动势

设两种盐溶液都是 NaCl 溶液，但浓度不同，$c_1 > c_2$，溶液为泥质薄膜隔开（图 1－42）。在浓差压力作用下，高浓度溶液中的 Cl^-、Na^+，通过薄膜，向浓度低的溶液中扩散。泥质中的粘土矿物主要由铝、硅和氧原子的晶格组成，其中 O^{2-} 占据了晶格的外层。因此，粘土颗粒带负电。带负电的粘土颗粒吸附溶液中的 Na^+，排斥 Cl^-，形成由 Na^+ 组成的扩散层。扩散层中 Na^+ 多的一端中的 Na^+ 通过泥质薄膜，向浓度低的溶液中扩散。这样，c_2 浓度溶液一方 Na^+ 多，带正电；c_1 浓度溶液一方 Cl^- 多，带负电。此后，Na^+ 的扩散相对变慢，两种溶液中，Na^+、Cl^- 的差别不再增加，达到动平衡，形成薄膜电动势 E_d，E_d 也称吸附电动势。

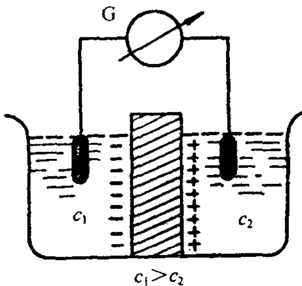


图 1－42　不同矿化度的两种溶液通过泥质界面产生薄膜电动势

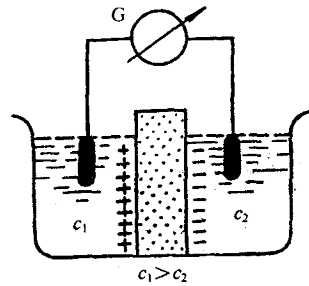


图 1－43　不同矿化度的两种溶液通过砂岩产生薄膜电动势

薄膜电动势的大小为

$$E_d = K_d \lg \frac{c_1}{c_2} \qquad (1-123)$$

其中：K_d 为薄膜电动势系数，与溶液的温度有关。

$$K_d = 2.3\frac{RT}{F} \tag{1-124}$$

这里:R 为摩尔气体常数,8.314J/K · mol;T 为绝对温度,K;F 为法拉第常数,96489 C/mol。显然，在25℃时:

$$K_d = 59.1\ \text{mV}$$

2. 扩散电动势

不同浓度溶液之间不是由泥质薄膜隔开，而是砂岩（图1－43），Na^+、Cl^-都能通过砂岩。但是，Cl^-的迁移率大于Na^+。结果，c_1 溶液中多余了 Na^+，而 c_2 溶液中积聚了 Cl^-。离子浓度差别一旦建立，Cl^-、Na^+迁移速度都会改变：Cl^-被阻滞，速度降低；Na^+被吸引、速度加快。最终达到动平衡，形成扩散电动势 E_a。它的大小为

$$E_a = K_a \lg\frac{c_1}{c_2} \tag{1-125}$$

其中：K_a 为扩散电动势系数，它与离子的种类和温度有关。

$$K_a = 2.3\frac{v-\mu}{v+\mu}\frac{RT}{F} \tag{1-126}$$

这里：v 为负离子迁移率，Cl^-为 67.6×10^5 cm/s；μ 为正离子迁移率，Na^+为 45.6×10^5 cm/s。

显然，在25℃时，NaCl 溶液的扩散电动势系数 K_a 为 11.6mV。

3. 扩散-吸附电动势

薄膜电动势与扩散电动势之和称扩散-吸附电动势 E_{da}：

$$E_{da} = E_d + E_a = K_{da}\lg\frac{c_1}{c_2} \tag{1-127}$$

其中：$K_{da}=K_d+K_a$，称扩散-吸附电动势系数。对 NaCl 溶液：

$$\begin{aligned} K_{da} &= (59.1+11.6)\,\text{mV} \\ &= 70.7\ \text{mV} \end{aligned} \tag{1-128}$$

电动势的极性是低浓度溶液一侧为负。

（二）动电电势

钻井液柱和地层溶液之间存在压力差时，溶液中离子有序运动而激化排列。如果孔道周围固体颗粒吸附正、负离子的性质不同，就会产生动电电势，也称过滤电动势。图1－44表示圆柱形孔道中的动电电势。表面带负电的孔道壁会吸附溶液中一部分正离子，但是这些正离子被吸附的程度不同。在紧靠固体表面，正离子吸附较紧密，一般不能移动。离固体表面稍远的正离子，吸附较弱。当溶液在压力差的作用下流动时，这部分正离子能随溶液一起运动，使压力低的一侧出现较多的正离子，压力高的一侧出现较多的负离子，形成动电电势。它的大小为

$$E_k = K_1\frac{\Delta p\cdot R_L}{\mu}$$

其中：K_1 为动电电势系数；Δp 为压力差；R_L、μ 分别为液体的电阻率和黏度。

动电电势的极性取决于固体颗粒本身的电性。如泥质颗粒表面带负电，在压力低的一侧，动电电势的极性为正。

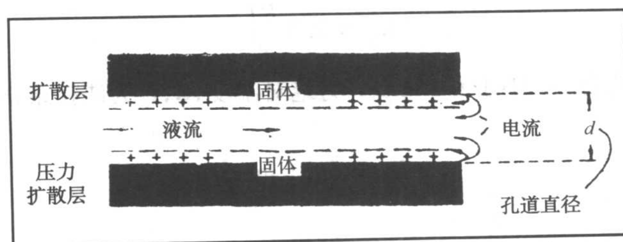


图 1-44　动电电势

(三) 氧化还原电动势

氧化还原电动势也是地层岩石中可能产生的一种自然电动势。当金属与溶液接触时，氧化环境下的金属会失去电子而氧化，本身呈正电性，与溶液的负极性组成氧化电动势。在还原条件下，金属从溶液中获得电子，呈负电性，和溶液组成还原电动势。金属矿层和煤层的自然电位则是由氧化还原电动势造成的。

二、自然电位曲线幅度和形状

自然电位测井的目的是根据其形态（幅度和形状）定量和定性地研究储油气地层孔隙性、渗透性、沉积环境和计算泥质含量、地层水电阻率。为此，研究影响自然电位曲线幅度和形状的因素很有必要。

影响自然电位曲线形态的主要因素是自然电动势的大小，自然电位或自然电流分布特性。自然电势和自然电流分布受温度、岩性、电性、泥浆和地层水电解质成分、地层厚度等因素影响。

(一) 油气钻井中的自然电动势

1. 自然电动势

设钻井穿过砂岩、泥岩成水平面接触的地层岩石（图 1-45）。当砂岩中的地层水矿化度 c_1 大于泥浆的矿化度 c_2 时，地层水的 Na^+、Cl^- 沿两个方向向泥浆中扩散。其一，直接通过砂岩向泥浆扩散，形成扩散电动势。其二，砂岩中的 Na^+、Cl^- 经过泥岩向井中扩散，形成薄膜电动势。二者之和就是扩散-吸附电动势。相对泥岩井段，砂岩井段的电动势极性为负。

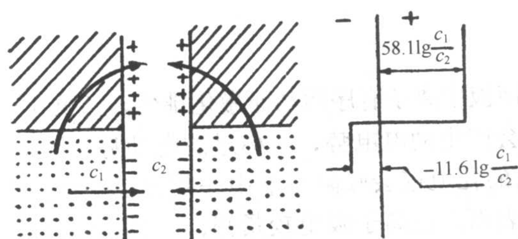


图 1-45　钻井中自然电动势示意图

在 18℃ 情况下，按 Na^+ 和 Cl^- 迁移率数据，可以算出 $K_d = -11.6$ mV，则

$$E_d = -11.6\lg\frac{c_1}{c_2} \quad (\text{mV})$$

当 c_1 等于 10 倍 c_2 时，$E_d = -11.6$ mV。吸附电动势相当于氯离子迁移率为零时的扩散电动势，所以溶液的 E_a 可以写成：

$$E_a = K_a \lg \frac{c_1}{c_2} = 2.3\frac{RT}{F}\lg \frac{c_1}{c_2} = 58\lg \frac{c_1}{c_2}$$

式中：K_a 叫做吸附电动势系数。当 $c_1 = 10c_2$ 时，$E_a = 58$ mV。

扩散电动 E_d和吸附电动势 E_a 形成井内自然电流，分析自然电流方向，E_a 和 E_d 是串联的，总电动势称为扩散吸附电动势，以 E_{da}表示：

$$E_{da} = K_{da}\lg \frac{c_1}{c_2} = K_{da}\lg \frac{R_{mf}}{R_w}$$

式中：K_{da}称为扩散吸附电动势系数；R_{mf}、R_w为与 c_1、c_2 成反比的泥浆、地层水电阻率。

2. 影响自然电动势的因素

自然电动势主要和温度、岩性、泥浆与地层水电阻率 R_{mf}和 R_w 的比值以及泥浆与地层水中的离子成分有关。

1）温度的影响。温度的变化将引起扩散吸附电动势系数的改变，当地层温度为 t 时，它的扩散吸附电动势由下式决定：

$$E_{da} = K_{da}^{18}\frac{273 + t}{291}\lg \frac{R_{mf}}{R_w} = K_{da}^{t}\lg \frac{R_{mf}}{R_w} \tag{1-129}$$

式中 K_{da}^{18}为温度 18℃时的扩散吸附电动势系数；K_{da}^{t}为温度为 t（℃）时扩散吸附电动势系数。

2）岩性影响。当矿岩层中含有泥质时，由于泥质颗粒对负离子的吸附作用，使得负离子的迁移率发生变化，于是扩散电动势系数将和纯砂岩的不同。例如，对于 NaCl 溶液，在常温下，扩散电动势系数的绝对值将小于 -11.6 mV。随着泥质含量增多，自然电位幅度与含有相同地层水的纯地层的自然电位幅度相比要降低，甚至可以变成正的。泥质含量继续增多，扩散电动势系数也继续增大。当泥质多到一定程度，负离子完全不能通过，其数值达到 58 mV，这时岩层的岩性就同泥质围岩没有区别了。

石油钻井中观测到的自然电位是由相邻两层的扩散吸附电动势共同作用的结果，纯砂岩上的电动势叫扩散电动势，通过泥岩扩散产生的电动势叫吸附电动势。此外，在每一岩层中（除理想的纯砂层外），扩散与吸附作用往往也是同时存在的，不能截然分开。

如果泥质围岩不能很好地阻止负离子通过，吸附电动势将要减少。因此，砂岩层含有泥质，或泥质围岩的吸附性减弱，都使总的自然电动势减小。根据这个关系，有可能利用自然电位曲线估计砂岩层的泥质含量。

3）泥浆和地层水中电解质成分的影响。扩散吸附电动势系数值与溶液的化学成分有直接关系，泥浆和地层水中所含盐类不同，其电解质中离子的迁移率也不同，使扩散吸附电动势系数改变，从而影响自然电动势的大小甚至极性。

当相接触的两种溶液含有相同盐类时，18℃时的扩散吸附电动势系数 K_{da}值由 1－5 表给出。

表 1－5

电解质	NaCl	KCl	Na_2SO_4
K_{da}/mV	-11.6	-0.4	+5

如果地层水中除了 NaCl 之外还含有 10% 的 $CaCl_2$ 时，在地层水矿化度大于泥浆矿化度的情况下，18℃时的扩散电动势系数 K_{da} 为 -16.7mV。

4）地层水和泥浆矿化度相对差别的影响。地层水矿化度大于泥浆矿化度（或地层水电阻率小于泥浆电阻率）时，砂岩相对于泥岩有负的自然电位异常；地层水矿化度小于泥浆矿化度时，砂岩相对于泥岩有正的自然电位异常；地层水与泥浆矿化度差别愈大，电动势愈大。

当已知泥浆矿化度（或电阻率）时，则根据自然电位异常可估计出地层水矿化度。

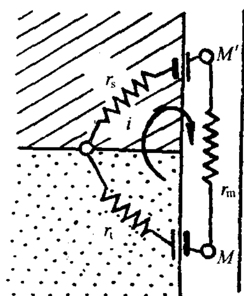


图 1-46　井中自然电位等效电路

（二）井中的自然电位

自然电位在井内的分布直接决定自然电位曲线的形状，它和自然电流在井内的分布有关，而自然电流分布是由介质的电阻率和几何大小所决定的。

自然电动势通过泥浆、岩层和围岩等导电介质放电，形成自然电流回路。用图 1-46 所示的等效电路估计自然电位和自然电流的大小。图中 r_m、r_s、r_t 分别为泥浆、围岩、岩层的等效电阻。根据闭合线路中总电位降等于总电动势的道理，按图 1-46 应有：

$$E_{da} = Ir_m + Ir_s + Ir_t \qquad (1-130)$$

式中 I 为自然电流；Ir_m 为自然电流在井中的电位降，即自然电位幅度。

$$I = \frac{E_{da}}{r_m + r_s + r_t} \qquad (1-131)$$

$$U_{SP} = Ir_m = \frac{r_m}{r_t + r_s + r_m}E_{da} = E_{da}\left(\frac{1}{1 + \frac{r_t + r_s}{r_m}}\right) \qquad (1-132)$$

需要注意，这里虽然用等效电路的方法估计自然电流的大小，但自然电流是分布在整个地层岩石中的体电流，和真正电路中的电流是完全不同的。图 1-46 中用电流线示意出了自然电流的分布。对着泥岩的井段，随着向泥-砂岩界面的接近，电流线越来越密，自然电流密度是增加的。在砂-泥岩界面上，自然电流密度增加到极大值。越过砂-泥岩界面之后，井中的电流线越来越稀，自然电流密度逐渐降低$\frac{E}{2}$点落在岩层顶底界面上（见图 1-47a）。

当岩层电阻率低于围岩电阻率时，自然电位曲线对着围岩部分比较平缓，如图 1-47c 所示，$E/2$ 点落在顶底界面上下。

在岩层厚度比较大，各部分介质的电阻率差别不大（$R_t \approx R_m \approx R_s$）的情况下，$I(r_t + r_s)$ 和 Ir_m 相比，可以忽略不计。因为这时岩层和围岩对自然电流的截面积比井的截面大得多，所以电阻就小得多。因此

$$U_{SP} \approx E_{da} \qquad (1-133)$$

接近于自然电动势的自然电位幅度值 U_{SP}，习惯上用 SP 表示，对于纯砂岩层的自然电位幅度称为静自然电位（SSP），对于含泥质砂岩层称为假静自然电位（PSP）。它相当于自然电流断路时在图 1-46 中 M 与 M' 两点间的电位差。

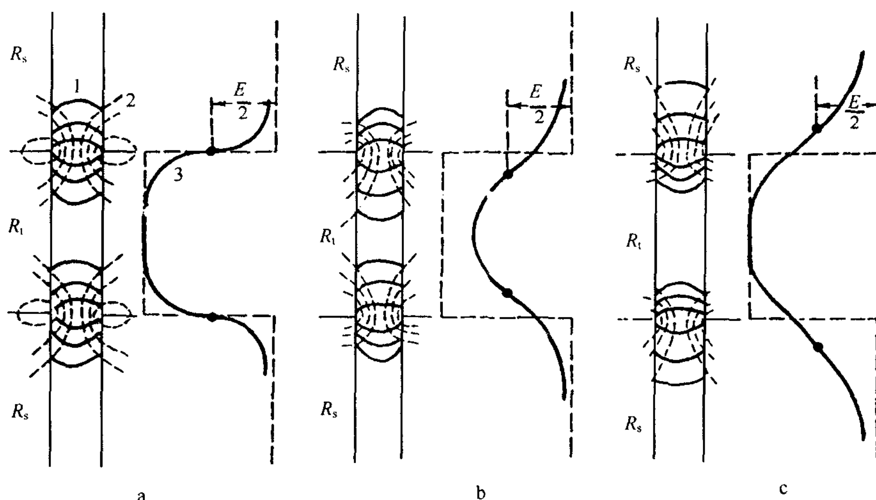


图 1－47 井中自然电场分布示意图

1—等位面；2—电流线；3—SP 曲线；a—$R_s=R_t$；b—$R_s<R_t$；c—$R_s>R_t$

1. *自然电位曲线特征*

图 1－48 是自然电位理论曲线，曲线上的数字是地层岩石厚度 h 与井径 d 之比值 h/d。不难看出，它们具有如下特征：当上、下围岩岩性相同时，砂岩层的自然电位曲线对称于地层中点，且该处的自然电位幅度最大；自然电位幅度随砂岩厚度增加而增加。当地层厚度 $h\geqslant 4d$ 时，$U_{SP}\approx E_{da}$，并可用半幅点确定其界面。

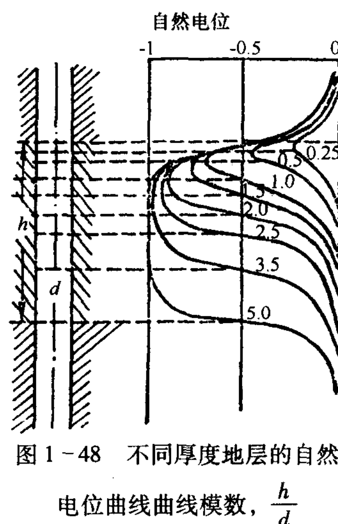


图 1－48 不同厚度地层的自然电位曲线曲线模数，$\frac{h}{d}$

2. *泥岩基线*

砂岩层的自然电位幅度是以泥岩的自然电位为基准计算的。一口井各泥岩层的自然电位稳定，基本不变，连结起来是一条与深度轴平行的直线，称为泥岩基线。当二层含有不同矿化度地层水的砂岩层被一层不纯的泥岩隔开时，实测的自然电位曲线也能观察到泥岩基线的倾斜（图 1－49）或泥岩基线的移动（图 1－50）。

（三）影响自然电位分布的因素

1. *地层岩石厚度与电阻率*

由图（1－48）可见，地层厚度增加时，自然电位幅度增加。因为自然电位的截面积增加，使 r_t、r_s减少：

$$U_{SP}=\frac{E_{da}}{r_t+r_s+r_m}r_m$$

导致自然电位幅度 U_{SP}增加。当地层厚到一定程度时，$r_t\ll r_m$、$r_{sh}\ll r_m$。这时，$U_{SP}\approx E_{da}$，为静自然电位（SSP）。

自然电位测井定量解释时，取厚度大于四倍井径、不含泥质的纯砂岩水层的自然电位作为静自然电位。

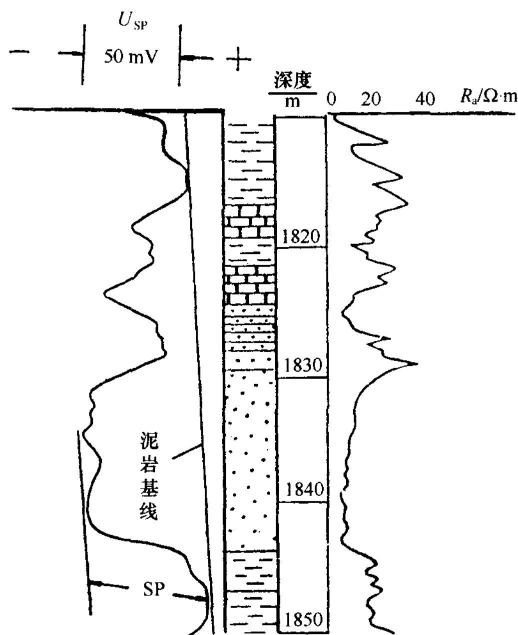


图 1 - 49　SP 泥岩基线

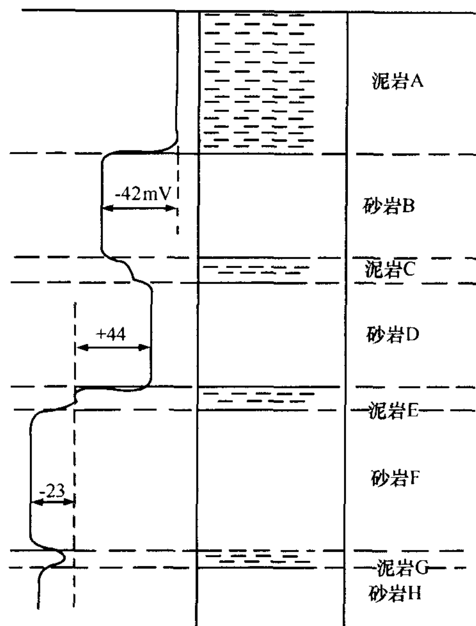


图 1 - 50　SP 泥岩基线移动

地层电阻率或 R_t/R_m 增加使自然电位幅度降低，是含烃地层的自然电位低于其不含烃时的自然电位的原因（图 1 - 51）。地层岩石电阻率很高时，地层界面也难以确定，如图 1 - 52 所示。由于高阻地层迫使自然电流密度在井内剧增，自然电流在地层岩石中分布微乎其微，井内的自然电流密度梯度不变。因此，自然电位梯度不变，自然电位曲线是斜率不变的直线。

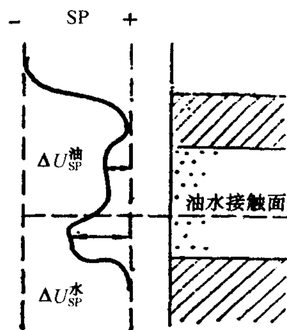


图 1 - 51　SP 与岩层厚度关系

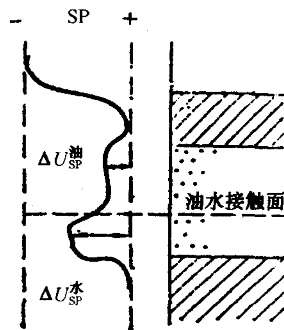


图 1 - 52　SP 与岩层电阻率关系

为了排除地层厚度与电阻率对自然电位的影响，利用图 1 - 53 的校正图版。从浅探测电阻率电线上读取电阻率 R_i，计算 R_i/R_m。再结合地层岩石厚度，查得自然电位校正系数（SP/SSP）。最后，利用右上角的诺模图，得到该地层岩石的静自然电位。

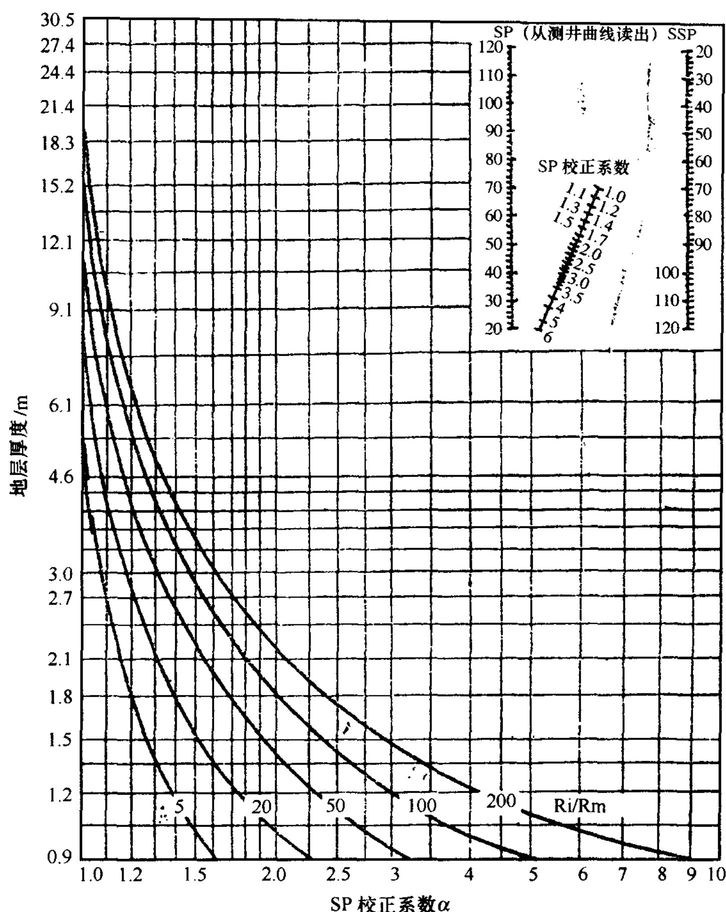


图1－53　SP、厚度与电阻率影响校正图版

2. 井径与侵入带

井径增加，泥浆的等效电阻减少，自然电位下降。侵入带内的电解质介质主要是泥浆滤液，泥浆侵入影响总的说来相当于井径扩大，扩散电动势发生在冲洗带和岩层未被侵入部分之间。侵入带愈深，自然电位幅度也愈低。当淡水泥浆侵入渗透性盐水砂层时，泥浆滤液比地层水轻，侵入到砂层上界面附近，并侵入较深；而靠近砂岩下界面侵入较浅。侵入带剖面如图1－54所示。在顶界面处，两种溶液接触面移至距井壁较远的地层中，扩散作用发生在侵入区边缘，界面处井眼中的自然电流减小，电位变化减慢，使曲线 *ab* 段变得平缓圆滑。在泥岩夹层处，SP 曲线 *cd* 段呈现锯齿状。在夹层的上界，异常幅度大于 SSP；在泥岩夹层下界，SP 幅度小于 SSP，这种现象是由于在泥岩夹层下面泥浆滤液的积聚所造成的。在井眼周围出现一个水平圆盘状的“电池”（由地层水、圆盘状泥浆滤液和它们之间的泥岩夹层组成），这个电池的电动势叠加在 SSP 上使曲线发生异常。

在渗透性很好的砂岩下部，会见到自然电位异常幅度减小的现象。这是由于泥浆滤液在地层内上移，以致下部侵入现象完全消失，其侵入带剖面如图1－55所示。这时泥浆滤液与地层水不直接接触，它们之间被起阳离子薄膜作用的泥饼隔开，扩散电动势 E_d 由泥

饼产生的吸附电动势 E_{ma} 代替。E_{ma} 比纯泥岩产生的吸附电动势 E_a 要小得多，且与扩散电位 E_d 的方向相反。所以，砂岩下部的回路总电势为 $E_a - E_{ma}$，小于砂岩上部回路的总电动势 $E_a + E_d$。反映在曲线上则是异常幅度减小。

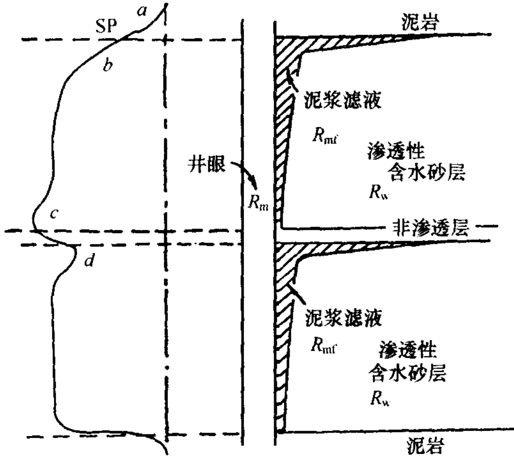


图 1-54　淡水泥浆侵入渗透层（有泥岩夹层）的情况

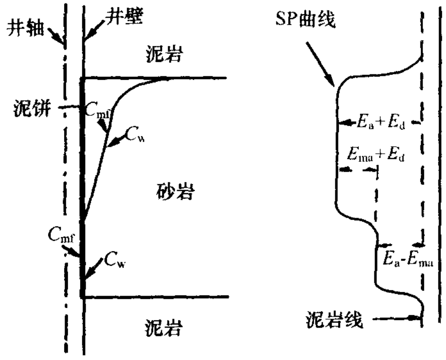


图 1-55　泥浆侵入高渗透层的自然电位曲线

三、自然电位曲线的应用

（一）划分渗透性岩层

井内泥浆和地层水的矿化度有较明显的差别时，渗透性地层在自然电位曲线上一般都有明显的异常显示，从砂泥岩剖面上可划分出渗透性地层。

砂岩层的渗透性好坏和岩石中含泥质多少有直接关系，而自然电位曲线也受岩石中泥质含量的影响。一般渗透性好的地层（岩粒粗、分选好、含泥少），在地层水矿化度大于泥浆矿化度的情况下，自然电位为较大的负异常；渗透性差、致密的地层（岩粒细、分选差、含泥多），自然电位为较小的负异常。因此根据自然电位曲线可以粗略判断岩层的渗透性。

砂岩层含有泥质夹层，自然电位曲线能清楚地反映出来。所以，不仅利用自然电位曲线定性地划分渗透性地层，还可以综合利用自然电位曲线和微测井曲线，确定储层有效厚度。

（二）确定地层水电阻率

确定地层水电阻率时，要选择地层厚度足够大、泥浆侵人不明显、泥质含量低的含水砂层。根据岩层电阻率、地层厚度和井径等数据，把自然电位值校正到静自然电位（$U_{SSP} \approx E_{da}$），然后利用关系式（$E_{da} = K_{da}\lg\dfrac{R_{mf}}{R_w}$），在已知 K_{da}、R_{mf} 值情况下，求出地层水电阻率 R_w。

步骤归纳如下。

1）从自然电位曲线上读出幅值 U_{SP}，然后利用图 1-53 按已知地层厚度 h、岩层电阻率 R_t 和泥浆电阻率 R_m，求出校正系数 α（自然电位/静自然电位），则静自然电位 SSP

（或扩散吸附电动势）为

$$E_{da} = \frac{U_{SP}}{\alpha}$$

2）根据已知的地层温度和扩散吸附电动势系数 K_{da}^{18}，（$K_{da}^{18}=69.6$），计算地层温度下的扩散吸附电动势系数：

$$K_{da}^{t} = \frac{273+t}{291}K_{da}^{18}$$

3）根据 K_{da}^{t}，按（$E_{da}=K_{da}\lg\frac{R_{mf}}{R_w}$）式求出比值$\frac{R_{mf}}{R_w}=R$。这一步可按图 1－56 所示图版进行。图版的横坐标为静自然电位，纵坐标为$\frac{R_{mf}}{R_w}$，曲线模数为温度。根据已知的 SSP 值，在纵坐标轴上找出对应的点，由该点引垂线向上交于模数为已知温度的线上，由该交点引水平线交于横坐标轴一点，则该点读数即为$\frac{R_{mf}}{R_w}=R$。

4）根据本地区 R_m 与 R_{mf}关系数据表读出 R_{mf}；则地层水电阻率为

$$R_w = \frac{R_{mf}}{R}$$

在浓度高或其他水型时，浓度和电阻率就不保持准确的反比关系。因此，R_w 和 R_{mf}都是某一等效值（R_w）$_e$ 和（R_{mf}）$_e$，按上面求得的比值为$\frac{(R_{mf})_e}{(R_w)_e}$。

$$(R_w)_e = \frac{(R_{mf})_e}{R}$$

根据泥浆电阻率求出的 R_{mf}，如果大于 0.1 Ω·m，则根据经验可以取（R_{mf}）$_e$ = 0.85R_{mf}。如果小于 0.1 Ω·m，则利用图 1－57 实线部分由 R_{mf}找出（R_{mf}）$_e$。由（R_{mf}）$_e$ 按下式求出（R_w）$_e$：

$$(R_w)_e = \frac{(R_{mf})_e}{R}$$

最后利用图 1－58 求出 R_w。

（三）计算泥质含量

砂岩储集层中泥质是影响油气层渗透性和孔隙性的关键因素之一，同时又是其沉积环境的指示标准。因此，在进行测井定量解释时，首先要计算出地层泥质含量。从自然电位测井方法的原理可知，其受到泥质含量的影响，因而可用来求泥质含量。求泥质含量的基本思路是：利用实验直接建立起自然电位（经岩层厚度和电阻率校正）和泥质含量的关系或泥质地层与砂岩地层自然电位比值和泥质含量的关系。根据这种关系，不难建立起自然电位曲线确定泥质含量的经验公式。

1. 自然电位减小系数法

自然电位减小系数 α：

$$\alpha = \frac{U_{PSP}}{U_{SSP}} \qquad (1-133')$$

式中 U_{PSP}为假静自然位，即解释地层相当厚时的自然电位幅度，或在经厚度校正的薄层的

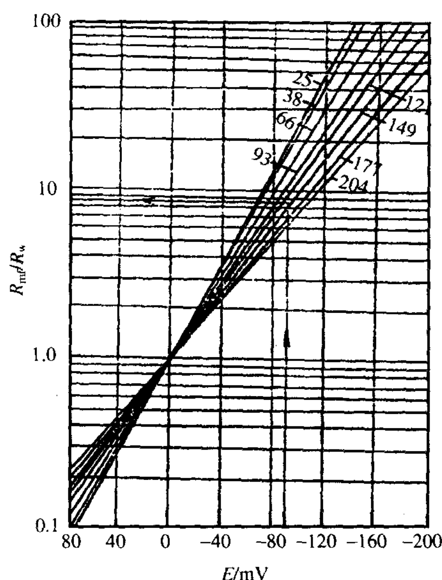


图 1－56　根据静自然电位确定视地层水电阻率曲线模数：温度为℃

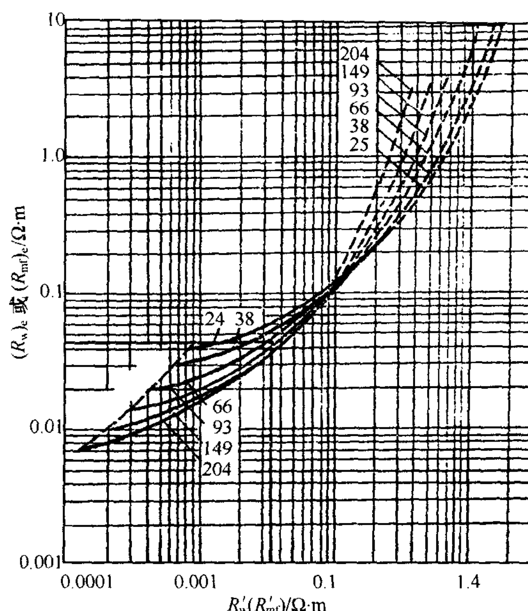


图 1－57　盐水泥浆的 R_{mfe} 关系曲线

U_{SP}值。则泥质含量 V_{sh}经验公式：

$$V_{sh} = 1 - \frac{U_{PSP}}{U_{SSP}} \tag{1-134}$$

其中 U_{SSP}为纯厚砂岩的静自然电位。

2. 自然电位曲线异常幅度相对值法

自然电位曲线异常幅度的相对值求泥质含量方法，首先用岩心资料建立自然电位曲线异常幅度相对值 T_{SP}与含泥量 V_{sh}的关系，即

$$T_{SP} = \frac{U_{SP}}{U_{SP,max}} = f(V_{sh}) \tag{1-135}$$

式中 U_{SP}为经过层厚和电阻率校正的解释地层的自然电位异常幅度；$U_{SP,max}$为标准层（纯砂岩或含泥量在区域内稳定的地层）的自然电位异常幅度。比值 T_{SP}与 V_{sh}的关系由实验确定，当已知 T_{SP}之后便可以求出泥质含量。

用自然电位测井方法计算泥质含量，影响因素很多，所估计出的 V_{sh}值反映的是泥质含量的上限值。为此，应尽可能多地采用几种测井方法单独计算泥质含量，然后取其中最小值作为泥质含量参数。例如，在砂泥岩剖面中，最多可采用五种常规测井方法计算泥质含量，即自然伽马（GR）、自然电位（SP）、补偿中子（CNL）、地层电阻率（RT）、中子寿命（NLL）。各种测井方法统一按以下经验公式计算泥质含量：

$$L_{SHi} = \frac{C_{SHLG_i} - C_{GMIN_i}}{C_{GMAX_i} - C_{GMIN_i}} \qquad i = 1,2,\cdots,5$$

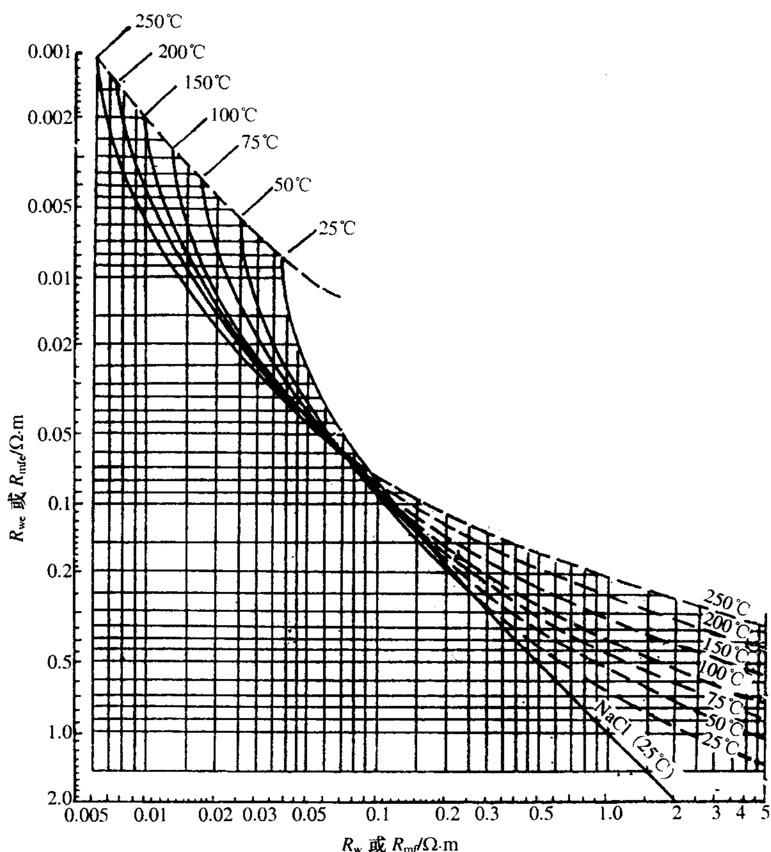


图 1－58　等效电阻率图版

$$V_{shi} = \frac{2^{G \cdot L_{SH_{i-1}}}}{2^G - 1}$$

式中：C_{SHLG_i}为解释层第 i 种测井曲线读数；C_{GMIN_i}为纯砂岩层第 i 种测井曲线读数；C_{GMAX_i}为纯泥岩层第 i 种测井曲线数值；L_{SH_i}为解释层第 i 种测井曲线相对值；G 为地区经验系数，由实验资料统计获得；V_{shi}为由第 i 种测井方法求出的泥质含量。

第二章 声波测井

第一节 岩石的声学性质

一、岩石的非完全弹性体性质

地球物理学研究的对象是地壳中各种不同地质年代、由不同矿物成分组成、结构各异的岩石。显然，地下岩石并非理想弹性体。

岩石中有孔隙和裂缝，并不是连续介质。这些孔隙和裂缝中往往含有油、气、水等不同于骨架成分的物质。而且，孔隙和裂缝的大小、形状和分布都是随机的，所以岩石也不是均匀介质。同时，由于存在沉积的层理、断裂形成的节理等因素，岩石的各向异性情况相当复杂。因此，对于地下岩石来说，描述其弹性力学性质的杨氏模量 E、切变模量 μ、泊松比 σ 和体积模量 K 等参数，以及应力、应变、位移都和理想弹性体有区别。当地下岩石受力变形时，不仅骨架的位移，还要考虑岩石孔隙和裂缝中的流体（油、气、水）的位移，固、液相交界处位移不连续。

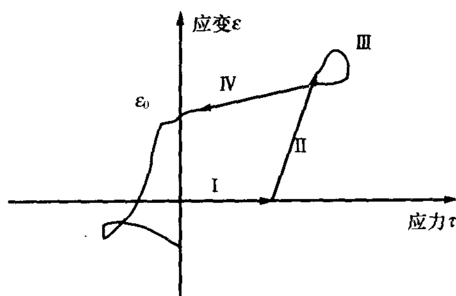


图 2-1 非完全弹性体的应力和应变关系示意图

岩石具有孔隙性和裂缝性，其中流体部分受力时发生形变的规律不可能与骨架相同，甚至存在着流体在孔隙中的流动和骨架颗粒的相对滑动，使岩石表现出非弹性的特征。

图 2-1 为非完全弹性体在受单轴方向应力时，应力（τ）与应变（ε）的关系示意图。

图中的Ⅰ段表示，由于要克服介质内部的内摩擦和黏滞，在应力较小的范围内没有测量到应变。图中Ⅱ段应力为中等数值，在一定范围内应力和应变力之间为线性关系。图中的Ⅲ段表示应力较大时，由于发生塑性形变或由于孔隙、裂缝的扩大或延伸，或由于固相骨架部分的稳态破损，应力和应变之间不再保持线性关系，即应变增大更为明显。当应力逐渐减小时，由于材料已发生不可恢复的塑性改变，此时应力和应变不再保持单值关系，即应力增大时得到的曲线同应力逐渐减少时得到的曲线不重合，也即应力和应变之间不是一一对应关系，如图上的Ⅳ段。同时，还可以看到，当应力减小到零值时仍保留有剩余的应变 ε_0。表现出非完全弹性体和完全弹性体的又一差别——塑性，即外力完全消失后物体并不恢复到原始状态，而保持剩余形变（即所谓塑性形变）。

另外，对于非完全弹性体，由于有内摩擦和黏滞还会产生弛豫现象，即应力和应变具有不同的相位。也就是说，应变到达最大值的相位（或时间）与应力达到最大值的相位（或时间）并不相同，而是相差一个相位移（时间）因子。

岩石类地质体还有一个重要的特点是，岩石的等效杨氏模量 E、切变模量 μ、泊松比 σ 和体积模量 K 等参数都是随时间而改变的。因此，将岩石近似看成弹性介质，它是一种非完全弹性体。

二、岩石的弹性力学及声学参数

（一）岩石的弹性力学性质

在弹性力学中，用弹性体的杨氏模量 E、切变模量 μ、泊松比 σ 和体积模量 K，以及密度 ρ 来表述弹性体的性质。这些参数是对均匀、完全弹性的介质定义的。对岩石这类非均匀、非完全弹性的地质体，上述参数仍然沿用。但是，需要说明，声波测井的声源能量较小，对地层作用时间短，这些参数是在某些限制条件下将岩石近似看作均匀及弹性的介质而得到的宏观近似值，它们与岩石的孔隙度、骨架的矿物成分、孔隙流体的性质等因素有相当复杂的关系。描述岩石弹性的量有以下五种。

1）杨氏模量 E。岩石的杨氏模量定义为岩石在外力作用下，发生拉伸（或压缩）形变时，拉伸（或压缩）应力 τ_i 与同方向上相对伸长（或缩短），即沿外加应力方向的线应变 ε_i 的比值，即

$$E = \frac{\tau_i}{\varepsilon_i} \qquad (i = 1,2,3,\text{表示法向应力及线应变}) \tag{2-1}$$

砂岩的杨氏模量为 0.3×10^9 N/m^2；橄榄石为 235×10^9 N/m^2；辉石为 455×10^9 N/m^2，相差两个数量级以上。

2）切变模量 μ。岩石的切变模量定义为岩石在剪切力作用下，发生剪切形变时，剪切应力 τ_j 与剪切应变 ε_j 之比：

$$\mu = \frac{\tau_j}{\varepsilon_j} \qquad (j = 4,5,6,\text{表示剪切应力和剪切应变}) \tag{2-2}$$

凝灰岩类的切变模量最小，为 1.7×10^9 N/m^2；赤铁矿为 87×10^9 N/m^2，是地球上发现的最大切变模量的岩石矿物。

3）泊松比 σ。岩石的泊松比定义为岩石受某一方向的法向应力（拉伸或压缩）时，在与外加应力垂直的方向上发生的横向线应变（ε_2，ε_3）与外加应力方向上纵向线应变（ε_1）的比值为

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_2}{\varepsilon_1} = -\frac{\varepsilon_3}{\varepsilon_1} \tag{2-3}$$

负号的意义是，纵向线应变为正值（伸长）时，横向线应变则为负值（缩短或变薄），负号使泊松比 σ 始终为正值。岩石及矿物的泊松比都小于0.5。泊松比值最低的是某类粉砂岩，$\sigma=0.05\sim0.06$；泊松比最大的是软泥，$\sigma=0.45$ 或更大。

4）体积模量 K。岩石的体变模量定义为岩石受均匀静压力作用时，所加静压力 p 与体积相对变化（$\frac{\Delta V}{V}$）之间的比值：

$$K = -\frac{V}{\Delta V}\cdot p \tag{2-4}$$

负号表示静压力增加时，体应变为负值（即体积缩小）。

5）拉梅系数 λ。岩石有与弹性材料相类似的拉梅系数，定义为把岩石的应力和应变联系起来的常数。

岩石拉梅系数 λ，以及 E、μ、σ、K 之间的关系：

$$E=\frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu};\mu=\frac{E}{2(1+\sigma)};\sigma=\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)};$$

$$K=\frac{E}{3(1-2\sigma)};\lambda=\frac{E\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} \tag{2-5}$$

6）密度 ρ。岩石的密度定义为单位体积岩石的质量。岩石由骨架和孔隙流体组成，分别定义骨架的密度 ρ_{ma} 和孔隙流体的密度 ρ_f；若孔隙中存在一种密度为 ρ_f 的流体，岩石的密度 ρ 可表示为

$$\rho=(1-\varphi)\rho_{ma}+\varphi\rho_f \tag{2-6}$$

式中 φ 为岩石的孔隙度。

若孔隙中存在油、气两种流体，且含油饱和度为 S_o，含气饱和度为 S_g，则岩石的密度表示为

$$\rho=(1-\varphi)\rho_{ma}+\varphi S_o\rho_o+\varphi S_g\rho_g \tag{2-7}$$

式中：ρ_o、ρ_g 分别为孔隙中油、气的密度。

以下由表 2－1 给出常见岩石的弹性参数。

表 2－1

岩　石	杨氏模量 $E/10^{10}$ Pa	泊松比 σ	切变模量 $\mu/10^{10}$ Pa
页　岩	1.7～4.5		
砂　岩	0.03～7.15	0.2～0.35	
泥灰岩	1.5～4.5	0.3～0.4	
石灰岩	2.5～8.01	0.22～0.35	2.31～2.65
硬石膏	7.2～7.4	0.295	(2.81)
玄武岩	11.5	0.23	
花岗岩	3～5.7	0.198～0.30	1.56～2.37

（二）岩石的声学参数

1）岩石的声波速度。弹性波在岩石中的传播是质点振动的传播，质点振动方向与声波的传播方向一致时，称为纵波（压缩波）；质点振动方向与声波的传播方向垂直时，称为横波（剪切波）。

岩石声波传播速度与固体的弹性模量及密度有关。纵波速度和横波速度由下式表示：

$$v_P=\sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}}=\sqrt{\frac{E}{\rho}\cdot\frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \tag{2-8}$$

$$v_S=\sqrt{\frac{\mu}{\rho}}=\sqrt{\frac{E}{\rho}\cdot\frac{1}{2(1+\sigma)}} \tag{2-9}$$

式中 v_P 和 v_S 为纵波和横波速度，它们的关系为

$$\frac{v_P}{v_S}=\sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \tag{2-10}$$

2）纵波时差 Δt_P 和横波时差 Δt_S。声学中将声速的倒数称为慢度，声波测井中称作时

差，即

$$\Delta t_{\rm P} = \frac{1}{v_{\rm P}}, \Delta t_{\rm S} = \frac{1}{v_{\rm S}} \tag{2-11}$$

时差的单位一般为 μs/m。

在井下还可能记录到假瑞利波（沿井壁界面上逆椭圆振动而传播的表面波），低频部分相速度接近于地层横波速度、斯通利波（经钻井液直接传播而又受到在井壁地层中传播的滑行横波制导的一种管波）。定义假瑞利波速度 $v_{\rm R}$ 和时差 $\Delta t_{\rm R} = \frac{1}{v_{\rm R}}$，斯通利波速度 $v_{\rm T}$ 和时差 $\Delta t_{\rm T} = \frac{1}{v_{\rm T}}$。

3）声阻抗 Z。声阻抗是某一面积上声压与通过该面积的声通量（体积速度）的复数比。岩石的声阻抗为其声速 v 与密度 ρ 的乘积即

$$Z = \rho \cdot v \tag{2-12}$$

声阻抗的单位换算：

$$1\ {\rm g/cm^3} \times 1\ {\rm m/\mu s} = 1\ {\rm g/cm^3} \times 100\ {\rm cm/\mu s} = 10^8\ {\rm g/cm^2 \cdot s}$$

两种介质的声阻抗之比称为声耦合率。介质Ⅰ和介质Ⅱ的声阻抗相差越大，则二者的声耦合越差，声波能量就越不容易从介质Ⅰ中透射到介质Ⅱ中去。反之亦然。

4）声衰减系数 α。介质某一质点的振动可以用图 2-2 所示的振动图表示。u 为质点离开平衡位置的位移，t_1 表示声波开始到达这点的时间，称为波的初至时间。经 Δt 时间后，由于能量的损耗，振动逐渐停止。质点离开平衡位置的最大位移，如 A_1、A_2、A_3 等叫做波的振幅。波的能量与振幅的平方成正比。

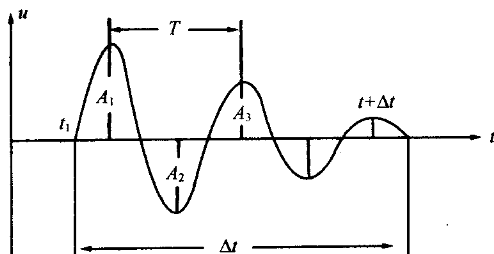


图 2-2　质点振动图

声波在岩石中传播时，有内摩擦存在，因此声波能量逐渐衰减。因为波的能量与振幅的平方成正比，所以声波幅度也将逐渐减小。声波幅度随传播距离增加，能量逐渐损失，声波幅度逐渐减小，可表示为

$$A = A_0 e^{-\alpha L} \tag{2-13}$$

其中：A 为距离强度为 A_0 的声源 L 处的声波幅度；α 为地层岩石对声波的吸收系数，与岩性和声波频率有关。

表 2-2 列出一些岩石对频率为 50 Hz 的声波吸收系数。

表 2-2

岩　石	花岗岩	玄武岩	闪绿岩	灰　岩	砂　岩	页　岩
吸收系数 $10^5\ {\rm m^{-1}}$	0.21 ~ 0.384	0.414	0.21	0.04 ~ 0.366	1.77 ~ 0.71	2.32 ~ 0.68

表 2-3 是几种岩石和物质的波阻抗。

表 2-3　几种岩石和物质的波阻抗

介　质	淡水	盐水	木材	石油	铁	岩盐	砂岩	灰岩	泥　岩
波阻抗 / $10^8\ g \cdot cm^{-2} \cdot s^{-1}$	14.6	15.3	5~40	13.2	390	100	63~95	99~108	25~50

三、声速与岩层孔隙度、含油气水性质的关系

岩层的声速与造岩矿物的成分、弹性、密度孔隙度、泥质含量、饱和度及孔隙流体相态有关；此外，还同其埋藏深度、地质年代、地质构造运动等因素有关。

（一）声速与孔隙度 φ、泥质含量 V_{sh}、渗透率 k 的关系

Wyllie 时间平均公式一直被用来计算岩层孔隙度：

$$\Delta t_P = \Delta t_{ma}(1-\varphi) + \Delta t_f \varphi$$

或

$$\varphi = \frac{\Delta t_p - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \tag{2-14}$$

式中：Δt_P、Δt_{ma}、Δt_f 分别为饱和岩石、岩石骨架和孔隙流体的时差，单位 μs/m；φ 为岩石的孔隙度。

显然，在已知 Δt_{ma}、Δt_f 的前提下，利用上式可由声速测井信息（Δt_P）计算出岩层的孔隙度。Wyllie 时间平均公式可由层状地层模型得到物理解释。

对于孔隙度中等（$10\% < \varphi < 25\%$）的纯砂岩，上式作为声速（或时差）与孔隙度之间的计算模型是可信的。因而，该公式得到广泛应用。

砂岩的声速不只与孔隙度有关，还受岩性、压实程度、胶结程度、孔隙形状、孔隙流体性质、有效压力、孔隙压力及温度诸因素的制约，用 Wyllie 时间平均公式估算泥质砂岩和泥岩的孔隙度时，估算值都偏高。

与 Wyllie 时间平均公式类似但较新的经验公式是 Raymer 公式（1980）：

$$v_P = v_{ma}(1-\varphi)^2 + v_f \varphi \tag{2-15}$$

式中：v_P、v_{ma}、v_f 分别为饱和岩石、岩石骨架和孔隙流体的声速。

模仿电阻率地层因素公式，将上式修改后可得“声波地层因素公式”：

$$v_P = v_{ma}(1-\varphi)^X \tag{2-16}$$

其中，X 为岩性指数，与岩性和孔隙形状有关。孔隙越接近球形，其值越小。一般地，对于石英和方解石骨架取 $X=1.76$，对于白云石骨架取 $X=2$。

上两个公式都不能直接应用于泥质砂岩或泥岩。Dehua Han 等（1986）在测量 80 个孔隙度和泥质含量各异的砂岩岩样（$2\% < \varphi < 30\%$；$0 < V_{sh} < 50\%$）的纵、横波速度之后，利用多元回归技术，得到了纵、横波速度 v_P（$km \cdot s^{-1}$）、v_S（$km \cdot s^{-1}$）与孔隙度 φ、泥质含量 V_{sh} 的拟合关系式：

$$v_P = 5.59 - 6.93 \times \varphi - 2.18 V_{sh}, \text{相关系数 } R = 0.985 \tag{2-17}$$

$$v_S = 3.52 - 4.91 \times \varphi - 1.89 V_{sh}, \text{相关系数 } R = 0.959 \tag{2-18}$$

上式的测量条件是，有效压力为 40 MPa，孔隙压力为 1 MPa，换能器频率分别为 1 MHz（纵波）和 0.6 MHz（横波）。

相对于式（2－17）和式（2－18），考虑了泥质含量对声速的影响。可以看出，这种影响是不容忽视的。就 v_P 来说，泥质含量的影响是孔隙度影响的$\frac{1}{3.2}$倍，对于 v_S 则为$\frac{1}{2.6}$倍。

Therderos Klimentos 测量40个含水砂岩岩心样品的纵波速度之后，得到了与式（2－17）类似的经验拟合关系式。所不同的是，在测量和拟合过程中，考虑了第三个因素渗透率的影响。拟合公式如下：

$$v_P = 5.66 - 6.11\varphi - 3.53V_{sh} + 0.0007k, \text{相关系数} R = 0.96 \qquad (2-19)$$

式中：k 为渗透率，单位 $10^{-3}\mu m^2$，v_P 单位为 $km \cdot s^{-1}$。

由上式看出，与 φ 与 V_{sh} 的回归系数比较，k 的回归系数小3～4个数量级。对比之下，渗透率对声速的影响非常微弱，用声速测井信息推算渗透率，相当困难。

随着技术的发展，在地震勘探和声波测井中，应用纵、横波速度比作为识别岩性的参数，越来越受到重视。Dehua Han 等提出含水泥质砂岩的纵、横波速度比$\frac{v_P}{v_S}$与 φ、V_{sh} 关系式：

$$\frac{v_P}{v_S} = 1.55 + 0.56\varphi + 0.43V_{sh}, \text{相关系数} R = 0.70 \qquad (2-20)$$

（二）声速与含水饱和度的关系

由理论计算得出的 v_P、v_S 与含水饱和度 S_w 的依赖关系如图2－3所示，图2－4为实验测量得到的 v_P、v_S 与含水饱和度 S_w 的关系。

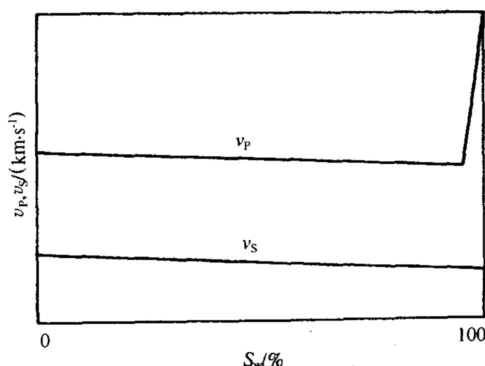


图2－3 v_P、v_S-S_w 的理论关系曲线

（据 Domenico，1976）

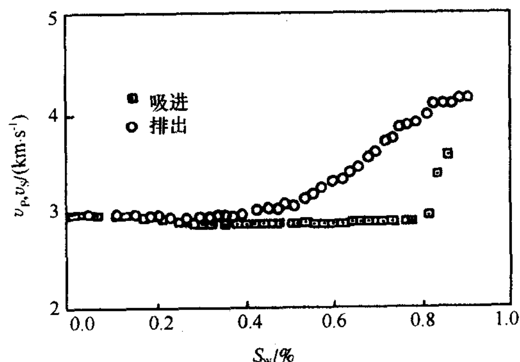


图2－4 v_P、v_S-S_w 的实验关系曲线

（据 Rosemary Knight 等，1990）

一般认为，干燥岩样在蒸馏水浸泡之初，岩石声速会下降（或急剧下降）。此后，随着含水饱和度的增加，声速大致按线性规律缓慢降低，并在 $S_w=80\%$ 左右达到极小值；当 $S_w>80\%$ 时，随 S_w 增加声速急剧增大。当岩样被蒸馏水完全饱和时，声速达到极大值。

从图中还可以看到，对于同样含水饱和度 S_w 的岩样，在干燥岩样吸水和完全饱和后逐渐脱水两个过程中，测得的声速值并不相同。也就是说，对于同一岩样、同一饱和度测

量到两个不同的声速值。这主要是因为在上述两个测量过程中，水和空气在孔隙中的分布形态不同，岩石的声速与孔隙流体在孔隙中的分布形态有关。

对于孔隙度相同的储层，当其孔隙空间所含流体性质不同时，储层岩石的声速也有不同的数值。含水时的声速高于含油时的声速。而且，砂岩的孔隙度越大、砂岩骨架的声速越高，孔隙度相同的含水砂岩和含油砂岩的声速差异越明显。但是，即使孔隙度为20% ~ 30%的纯砂岩，完全含水时的声速仅比完全含油时的声速大7% ~15%。若再考虑到在实际情况下，含油砂岩储层的孔隙中不可能全部含油（即含油饱和度不可能为100%）。这样，仅根据声速的差异判断砂岩储层是含油还是含水，还相当困难。

岩浆岩、变质岩及沉积岩含气时的纵波速度比完全含水时低。如果砂岩储层含气，则其纵波速度与100%含水砂岩相比，有明显的降低。资料表明，对孔隙度为25% ~30%的纯砂岩，孔隙中含气时的纵波速度比孔隙中完全含水时的纵波速度约低40%。因此，常根据声速测井结果识别含气层。

四、声波测井中的声波

（一）发射器和接收器

最简单的声波测井仪由发射器T和接收器R组成声系，配上适当的电路，即可完成声波测量。

发射器是电声换能装置，用压电陶瓷或压电石英制成。在脉冲电流作用下，发射器把电能转换成机械能，并以声波的形式发射出去。声波发射频率约20 Hz（每秒发射20次），声波频率20 kHz，这是声波和超声波的分界频率。所以，声波测井也称超声波测井。声波测井发射器，可看作点声源，发射辐射状声波，其中一部分满足临界条件，即以临界角（$\arcsin\frac{v_m}{v_t}$）入射到井壁上，形成在井壁岩石中滑行的滑行波（图2－5）。它与地层岩石性质有关，是声波测井的研究对象。

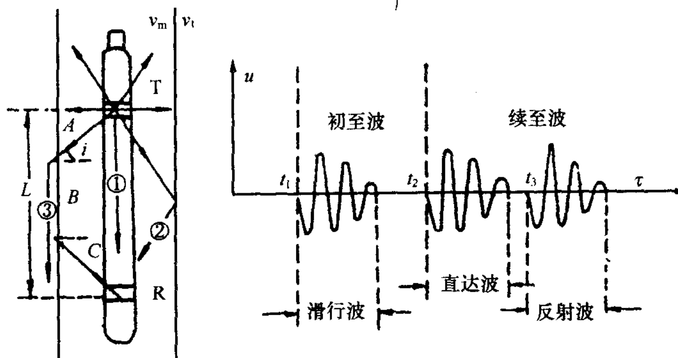


图2－5　井中声波示意

①直达波；②反射波；③滑行波

接收器的材料和发射器一样。因为压电陶瓷、压电石英等的压电效应是可逆的，当受到机械应力作用时，接收器中压电材料定点间所产生的电场强度正比于所施加的声压，有电压输出。产生的电信号相位与声信号的相位一致，电信号幅度与声波幅度成正比。

（二）滑行波

声波测井接收器接收到的声波包括直达波、反射波、滑行波和沿仪器外壳传播的声波。其中直达波以泥浆速度传播；反射波在泥浆中传播，传播速度与直达波相同。反射波路径比直达波长，它比直达波晚到接收器。滑行波沿井壁滑行，路径上的每一点都是一个新波源，向外发射声波，其中也必有一部分经过泥浆，到达接收器。依费马原理，折回到接收器的滑行波也为临界角时，所需时间最小，即这种波最早达到接收器。由图2-5可见，滑行波路径为$A—B—C$，总的长度大于直达波。其中一段沿井壁岩石传播，而岩石的声速比泥浆声速大得多，适当选择发送器到接收器的距离（源距），能保证滑行波比直达波先到探测器。满足这一条件的最小源距为

$$L = 2\left(\frac{d - d_n}{2}\right)\sqrt{\frac{1 + \frac{v_m}{v_t}}{1 - \frac{v_m}{v_t}}} = (d - d_n)\cdot\left(\frac{v_m + v_t}{v_t - v_m}\right)^{1/2} \tag{2-21}$$

其中：L为源距；d、d_n分别为井径和仪器外径。

（三）声波全波列

井中声波全波列波形，由体波和面波组成。体波主要是纵波与横波；面波主要是假瑞利波和斯通利波。

（1）纵波与横波

声波全波列波形上的这两种波就是前面说过的折射纵波和折射横波，折射纵波的传播路径为泥浆—地层—泥浆；折射横波的传播路径是泥浆—地层—泥浆，但二者的折射角不同，它们都是在介质内部传播的体波。

（2）假瑞利波

假瑞利波在横波的后面，是一段较长的环状波列，幅度大于横波，但衰减严重。假瑞利波是由不同介质内部的体波在界面上相互作用而形成的面波，又称诱导波。

（3）斯通利波

在地层岩石中传播的横波和泥浆中传播的纵波在其界面上互相作用，使岩石中的质点产生椭圆形运动，形成斯通利波。斯通利波的频率较低，频散不明显。斯通利波是面波，又称诱导波或管波。

第二节　声波速度测井

一、井眼补偿声波测井

（一）声波时差测量原理

井眼补偿声波测井仪是双发双收声系（图2-6）。两个发射器轮流发射声波，两个接收器依次接收声波信号。

当上发射器T_1发射声波时，声波从T_1到接收器R_1的传播路径是$A—B—C—D$，声波旅行时间是：

$$t_1 = \frac{AB}{v_m} + \frac{BC}{v_t} + \frac{CD}{v_m} \tag{2-22}$$

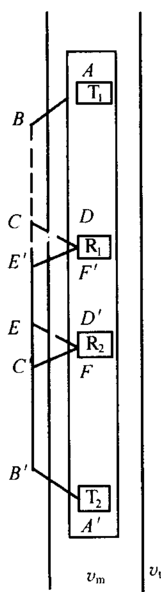


图2-6　双发双收声系

从 T_1 到 R_2 的路径是 $A—B—C—D—E—F$，所需旅行时间是：

$$t_2 = \frac{AB}{v_m} + \frac{BC + CE}{v_t} + \frac{EF}{v_m} \tag{2-23}$$

接收器 R_1、R_2 接收到 T_1 发射声波时差为

$$\Delta t_{上} = t_2 - t_1 = \frac{EF - CD}{v_m} + \frac{CE}{v_t} \tag{2-24}$$

同理，R_2，R_1 接收到 T_2 发射声波时差为

$$\Delta t_{下} = \frac{E'F' - C'D'}{v_m} + \frac{C'E'}{v_t} \tag{2-25}$$

取二者的平均值作为测量值：

$$\Delta t = \frac{1}{2}(\Delta t_{上} + \Delta t_{下})$$
$$= \frac{1}{2}\left(\frac{EF - CD}{v_m} + \frac{CE}{v_t} + \frac{E'F' - C'D'}{v_m} + \frac{C'E'}{v_t}\right)$$

但 $CD = E'F'$，$EF = C'D'$，$CE = C'E' = l$，所以：

$$\Delta t = \frac{1}{2}\frac{CE + C'E'}{v_t} = \frac{1}{2}\frac{2l}{v_t} = \frac{l}{v_t} \tag{2-26}$$

于是岩层的纵波声速为

$$v_c = \frac{l}{\Delta t} \tag{2-27}$$

其中：l 为两个接收器之间的距离，称间距；v_m、v_t 分别为泥浆、岩石声速。

式（2-27）表明，两个接收器接收到的声波时间差与地层岩石声速有关。因间距 l 固定，所以可直接用时差 Δt 倒数表示地层岩石的声速。一般测井图上，声速测井结果都用单位长度的时间差表示。

井眼补偿声波测井有效地克服了井径变化和仪器在井中倾斜所造成的影响，提高了测量精度。

（二）影响声波速度测井的因素

1. 周期跳跃

在正常情况下，第一接收器 R_1 和第二接收器 R_2 应该被弹性振动的同一个首波波峰（一般为头一个周期的负峰）的前沿所触发。由于某种原因造成声波的首波严重衰减，使两个接收器不是被同一个峰触发所造成的曲线跳动，称为周期跳跃。由于每差一个峰，在时间上造成的误差恰好是一个周期，所以叫周期跳跃（图2-7、图2-8）。在这种影响条件下所测时差将不反映岩层的真实声速，且时差增大，在声波时差曲线上，以急剧地偏转或特别大的时差反映出来。产生周期跳跃的原因有两方面：一是发射功率较小或间距较大时，容易产生周波跳跃记录；二是仪器周围介质对声波能量的衰减较大时，也容易产生周

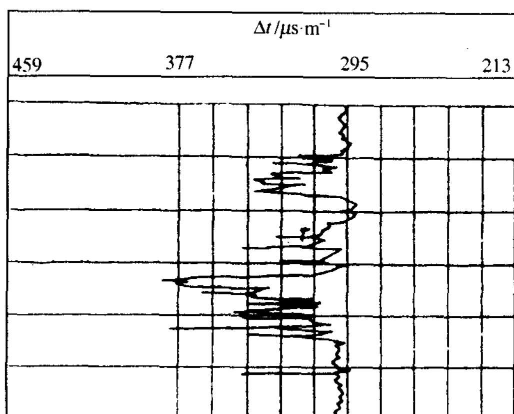


图 2－7　声波周期跳跃

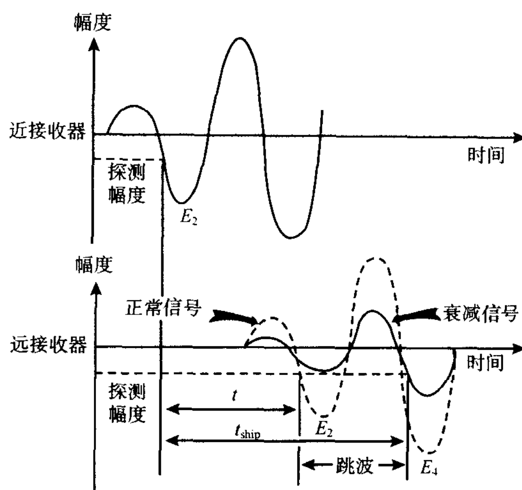


图 2－8　声波周期跳跃解释

期跳跃。一般地说，原因一在仪器设计时已有所考虑；原因二所产生的周期跳跃时差曲线应用时要特别注意进行校正，或反其道而利用声速测井的周期跳跃现象，往往能发现气层。

2. 源距和间距的影响

选择源距，要考虑使折射波最先到达接收器。据此，1 m 的源距足够满足要求。

根据生产实践发现，声波测井求得的总旅行时常大于地震测量结果；另外，当源距增大时，测得的声速值也增大。说明，声速测井记录的地层速度与真实速度有某些差别。特别是后一种现象说明，井壁附近存在声速较低的过渡带。由于过渡带声速低于地层速度，为了得到从没有遭到破坏的地层返回的折射波，要有足够大的源距。过渡带大约在 15 ~ 125 cm 范围。有人曾计算，源距要在 2.5 m 左右可以满足这个要求。

间距大小影响分层能力。间距小分层能力强，间距大分层能力差。

3. 探测范围

声波测井的探测范围一般是指井壁滑行波的影响范围，它和声波的波长 λ 有关。大家知道，波长 λ、频率 f 和声波速度 v 之间有下列关系：

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

在频率为 20 kHz，岩层中声波速度为 1500 $m \cdot s^{-1}$ 到 7600 $m \cdot s^{-1}$ 时，波长为 8 cm 到 38 cm。根据实验，声波测井的探测范围大约等于三倍波长。在上述条件下，研究深度大约为 25 cm 到 115 cm。

二、声波速度测井应用

声波速度测井最主要的用途是确定岩层的孔隙度。此外，有一些岩层的声波曲线或具有一定的形状特征，或具有一定的 Δt 值，这些往往可以用来判断岩性和作为地层对比的标志。

（一）确定岩层孔隙度

根据实验室对岩样的研究，对于固结的（压实的）纯岩石，声波传播速度、孔隙度和孔隙中液体性质之间存在下列关系：

$$\frac{1}{v}=\frac{\varphi}{v_{\mathrm{f}}}+\frac{1-\varphi}{v_{\mathrm{ma}}} \tag{2-28}$$

或者写成：

$$\Delta t=\varphi\Delta t_{\mathrm{f}}+(1-\varphi)\Delta t_{\mathrm{ma}} \tag{2-29}$$

式中：v、v_{f}、v_{ma}分别为岩石、孔隙流体和“岩石骨架”的声波速度；φ为孔隙度；Δt、Δt_{f}和Δt_{ma}分别为$\frac{1}{v}$、$\frac{1}{v_{\mathrm{f}}}$和$\frac{1}{v_{\mathrm{ma}}}$，表示在相应物质中声波每传播 1 m 所需要的时间（声波传播时间或时差）。

（2-29）式还可改写成：

$$\Delta t=(\Delta t_{\mathrm{f}}-\Delta t_{\mathrm{ma}})\varphi+\Delta t_{\mathrm{ma}}$$

或

$$\varphi=\frac{\Delta t-\Delta t_{\mathrm{ma}}}{\Delta t_{\mathrm{f}}-\Delta t_{\mathrm{ma}}} \tag{2-30}$$

当岩石骨架成分（岩性）和孔隙中流体性质已知时，Δt_{f}和Δt_{ma}则为常量，所以（2-30）式为一直线方程：

$$\Delta t=a\varphi+b \tag{2-31}$$

这种关系在很多油田和地区为大量实际资料所证实。在不同地区，由于岩石成分、颗粒大小、胶结程度以及孔隙中流体性质不同，（2-31）式中的系数将不同。通过实验室岩心分析和时差之间建立起的关系，是这些地区根据声波曲线确定岩层孔隙度的依据。

对胶结或实压不够的疏松地层，孔隙直径较大，骨架颗粒接触不紧密，声波传播时要在颗粒之间多次反射使声波时差大于孔隙度相同的地层。从而，计算的孔隙度偏大。为此，要进行压实校正。

$$\varphi=\frac{1}{C_p}\frac{\Delta t-\Delta t_{\mathrm{ma}}}{\Delta t_f-\Delta t_{\mathrm{ma}}} \tag{2-32}$$

其中：C_p为压实校正系数，可用以下方法之一确定其大小。

1）地层岩石的压实程度与其深度有一定关系。因此，可寻找C_p与地层岩石埋深的关系。例如，我国某油田有：

$$C_p=1.68-0.0002H \tag{2-33}$$

其中：H为地层岩石的深度，m。

2）中子孔隙度、密度孔隙度与地层岩石压实与否无关。因此，把声波孔隙度与中子或密度孔隙度对比，也可确定压实校正系数。例如，当$\varphi_{\mathrm{S}}>\varphi_{\mathrm{D}}$或$\varphi_{\mathrm{N}}$时：

$$C_p=\frac{\varphi_{\mathrm{S}}}{\varphi_{\mathrm{D}}}\left(\text{或}\frac{\varphi_{\mathrm{S}}}{\varphi_{\mathrm{N}}}\right) \tag{2-34}$$

这里：φ_{D}、φ_{N}、φ_{S}分别为密度、中子和声速测井孔隙度。

3）把解释地层岩石附近泥岩的时差与已知压实好的泥岩时差进行对比，而压实好的泥岩时差一般可取 300 μs/m，因此：

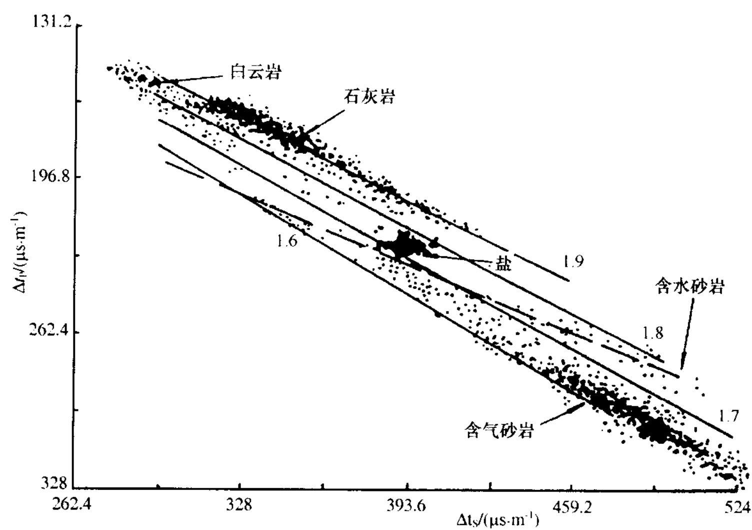


图 2-9　声波测井资料识别岩性

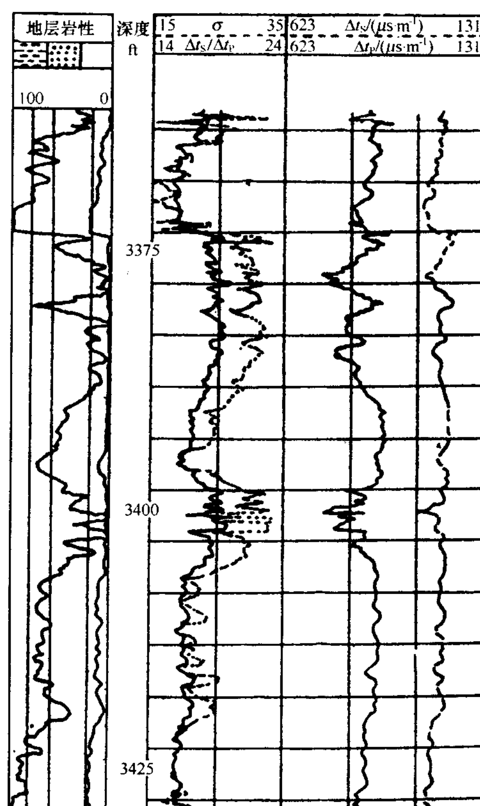


图 2-10　声波测井实际曲线

1 ft = 0. 3048 m

$$C_p = \frac{\Delta t_{sh}}{300} \tag{2-35}$$

式中：Δt_{sh} 为解释地层附近的泥岩时差，$\mu s \cdot m^{-1}$。

有的地区，根据岩心分析得到的有效孔隙度和测井时差，利用数理统计方法，建立它们的关系，这时

$$\Delta t = A\varphi + B$$

其中：A、B 为依地区改变的常数（$A = \Delta t_f - \Delta t_{ma}$；$B = \Delta t_{ma}$）。

（二）识别岩性

声速测井资料可以用于识别岩性，特别是纵、横波互相配合，用其比值 $\Delta t_S/\Delta t_P$ 识别岩性的效果尤佳（表 2－4）。

表 2－4

岩　性	$\Delta t_S/\Delta t_P$
砂　岩	1.58～1.78
白云岩	1.8
石灰岩	1.9

图 2－9 是几种岩性的统计资料，当孔隙度为 0～20% 时，石灰岩和白云岩的 $\Delta t_S/\Delta t_P$ 与孔隙度无关；当孔隙度为 15%～25% 时，孔隙中充满液体的砂岩，$\Delta t_S/\Delta t_P$ 从 1.6～

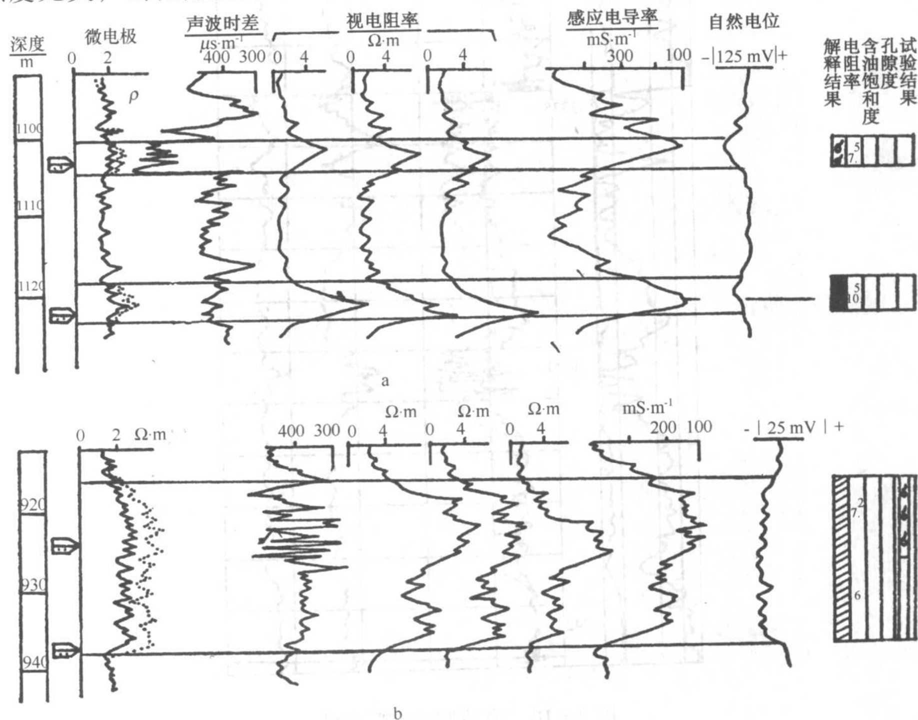


图 2－11　气层在声波测井曲线上的显示

a—气层上声波时差明显增大；b—气层上出现周期跳跃

1.8，并随孔隙增加而增加。实测资料表明，当砂岩中含有泥质或粉砂时，$\Delta t_S/\Delta t_P$ 也会增加，这可从图 2-10 中看出。

（三）判断气层

天然气与油水的声波速度差别很大。当岩层孔隙中含气时，时差将显著增大。此外由于声波在气层中能量衰减显著，有可能出现周期跳跃现象。气层的典型声波时差曲线，如图 2-11 所示。

第三节　声波幅度测井

一、裸眼井声波幅度测井（声波衰减测井）

（一）裸眼井声波衰减机理

1. 钻井液中的衰减

泥浆固体颗粒与流体的摩擦力使声能损失和悬浮于泥浆中颗粒声波频散损失造成波的衰减。其衰减遵循指数规律：

$$\delta_m = e^{mx}$$

式中：m 为声波在流体中的衰减系数（dB/m）；x 为衰减测量对应的距离（m）。

2. 入射角小于临界角的声波衰减

泥浆和地层界面处由于能量传递而造成的声波衰减。入射波声能（A_0）与透射波声能（A_s）比称能量传递系数 T_c：

$$T_c = A_s/A_0$$

传递系数和岩石、泥浆的相对波阻抗有关，波阻抗又与岩石、泥浆声速成正比。

3. 岩石中的衰减

摩擦能量损失。纵波和横波的衰减呈指数函数形式：

$$\delta_F = e^{al}$$

式中：a 为总衰减系数（dB/m）；l 为波传播距离（m）。

由于频散和绕射而产生的能量损失，主要出现在裂缝性、孔洞型岩石上。总之，岩石中的声波衰减，是指声波经过岩石、泥浆等介质边界的传递所造成的摩擦声能损失。

由以上分析可见，声波衰减测井可适用于地层分析。

（二）井中声波幅度测量

在裸眼井中进行声波幅度测井时，其声系由单发射器和单接收器组成（图 2-5）。在脉冲电流作用下，发射器 T 把电能转换成机械能，并以声波的形式发射出去。声脉冲频率一般选择 20 Hz，声波频率选择 20 kHz。20 kHz 的声波属于超声范围，因此，声波幅度测井也叫超声波测井。发射器产生的声波，穿过泥浆射向井壁岩层，一部分进入岩层成为透射波；一部分反射回来。以临界角入射的一部分，则在井壁上产生滑行波。滑行波引起向井内发射的首波（或叫折射波）。此外，还有一部分直接沿泥浆传播的直达波。因为声波幅度测井是要观测与声波能量传递给岩层时声能损失的程度。由于不可能直接测量岩层的衰减，所以采用测量研究沿井壁滑行波幅度的间接方法。为了使最先到达接收器 R 的声波是由滑行波引起的首波，声波幅度测井仪器的源距 L（发射器到接收器的距离）要选

择得足够长，以保证滑行波比直达波先到达探测器。根据上述要求，选择1 m长的源距已足够。

（三）声波幅度测井成果分析

如图2－12所示，声波幅度测井曲线记录在左数第3道中。

声波测井综合解释表明：*A*层为一高压水层，*B*层和*C*层为油层；*A*层与*B*层之间有17 m厚的泥岩夹层。从图中看出，声波幅度曲线有不同程度的能量降低。泥岩最甚，高压水层*A*居中，而*B*、*C*油层能量降低程度不如水层，更不及泥岩层。

二、声波水泥胶结测井

声波水泥胶结测井，包括固井声波幅度测井和声波全波测井。它是研究声波幅度衰减来检查固井质量的方法。

早期检查固井质量是用井温测量和放射性同位素法，缺点是只能探测套管外是否存在水泥，而不能说明水泥与套管的胶结情况。目前，在生产中利用声波水泥胶结测井检查固井质量，已经是行之有效并且普遍使用的方法。

（一）固井声波幅度测井

固井声波幅度测井使用单发射单接收的井下仪器（图2－13）。从发射器发出的声波，最先到达接收器的是沿套管传播的滑行波所产生的折射波。当套管外没有水泥环或水泥环与套管胶结不好时，沿套管传播的声波衰减很小；当套管外固结水泥时，能量大部分传到水泥环，使声波幅度大大降低。图2－14是水泥胶结良好与胶结不好的情况，在示波仪上观察的波形图。

固井声幅测井测量初至波第一个波峰的幅度。因为套管中声波速度是固定的，测量仪器只要在发射器发射声脉冲一定时间后把“门”打开，让第一个波峰进来，然后再把这些断续测得的幅度值积分，就可以得到连续的声幅变化曲线了。

如果以没有水泥环的情况下接收的声幅做为100%。胶结好坏可以按声幅的百分数来划分。根据实验，接收幅度低于20%，一般认为胶结良好；接收幅度在20%～30%（有的地方用20%～40%），认为是胶结中等；大于30%（或40%），认为是胶结很差的。图2－15是固井声幅测井的一个例子。从图中能够看出水泥环的回返高度和各个井段上水泥环的封固情况。

在进行固井声幅测井时，必须注意下列影响因素，才能得到声幅测井正确解释的结果。

1）声幅测井仪中，源距的选择对声幅测量有较大影响。不同源距条件声波衰减与幅度的关系如图2－16所示。从图上可以看出，源距越小仪器分辨力越强。国产声幅测井仪多采用1 m源距。

2）声波衰减与水泥胶结时间有关。在注水泥后的不同时间测固井声幅，其结果受水泥固结程度影响而不同。根据我国目前生产的水泥性质和施工技术，经现场试验证明，在注入水泥后20～40 h进行声幅测井效果最好。时间过早，所测声幅曲线幅度偏高，似未胶结显示；测井时间过迟，所测曲线声幅偏低，似胶结良好显示。

3）声波衰减与水泥性质，例如水泥的抗压强度等有关。

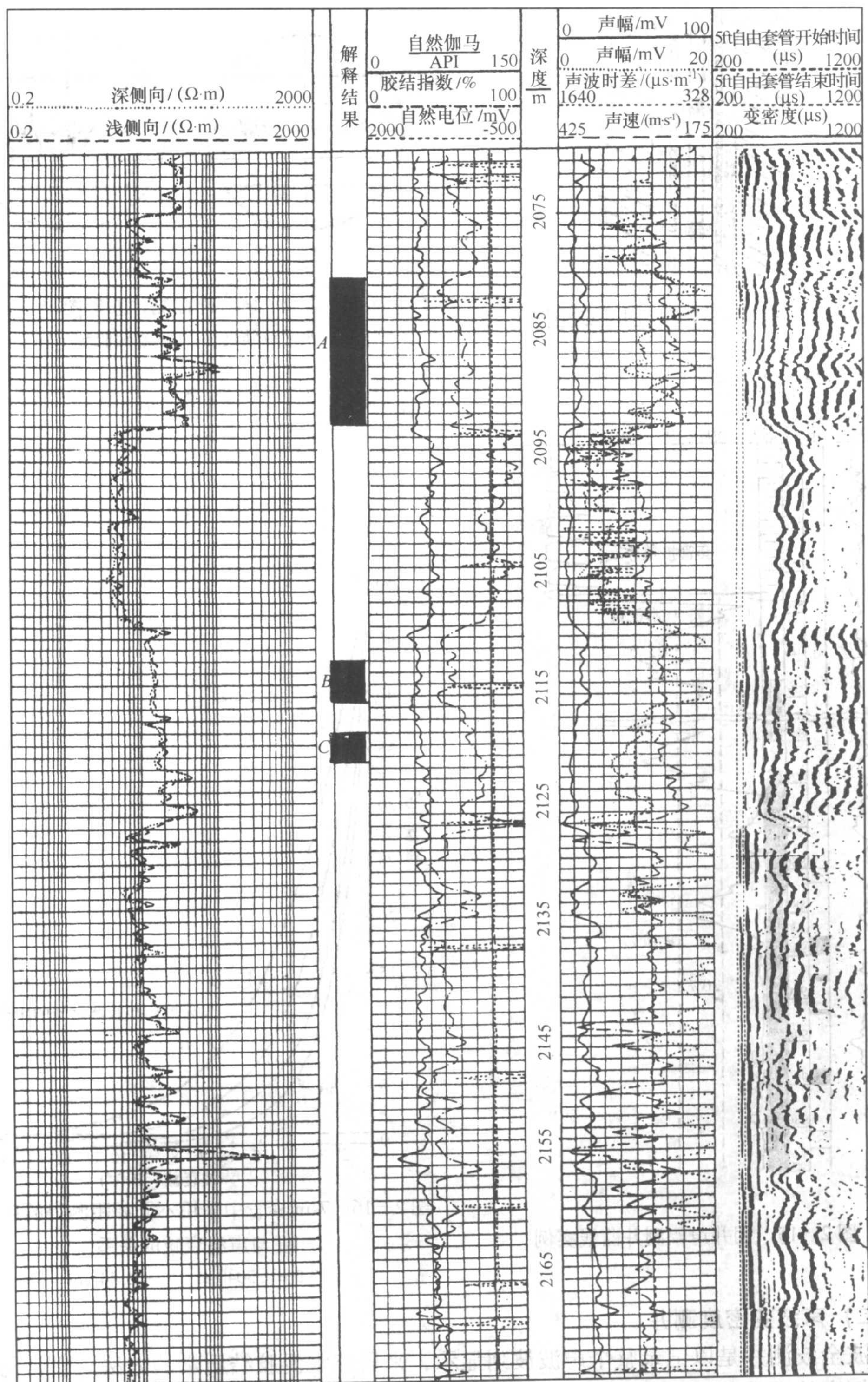


图2－12　声波幅度测井曲线记录示意图

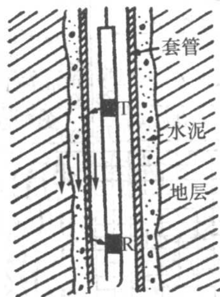


图 2-13　声波幅度测井原理图

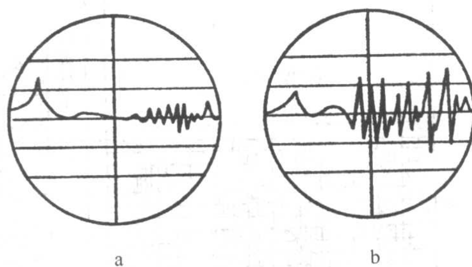


图 2-14　声幅测井波形图

a—水泥胶结良好；b—水泥胶结不好

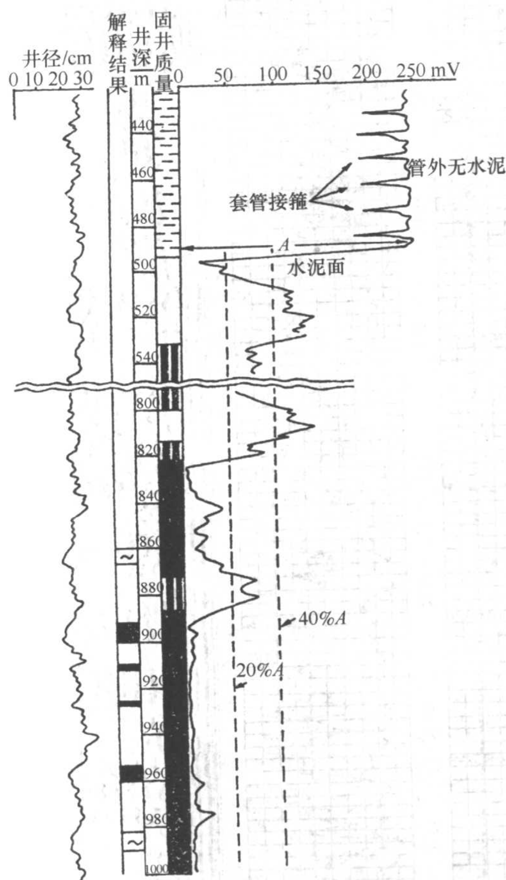


图 2-15　固井声幅测井曲线实例

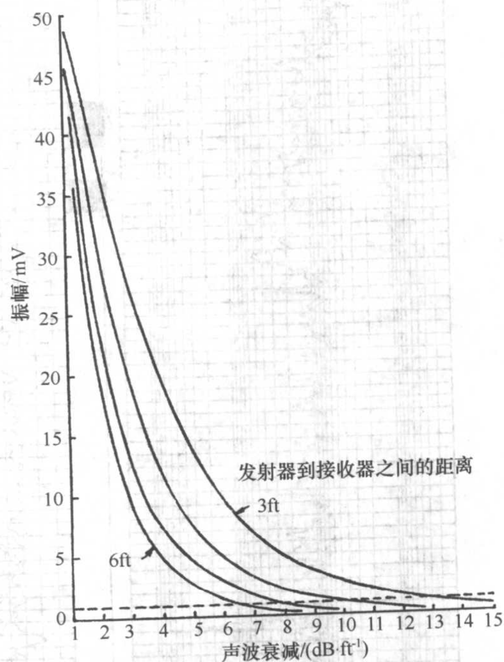


图 2-16　7 in 套管中采用不同源距测得的声波幅度与声波衰减的关系

1 ft = 0.3048 m；1in = 2.54 cm

（二）声波变密度测井

声波全波测井是以记录整个声波波列显示，来研究水泥胶结质量的方法。它常与记录初至波幅度的固井声波幅度测井配合，用来检查声幅测井评估水泥胶结质量的可靠性和解决一些特殊的水泥胶结问题。

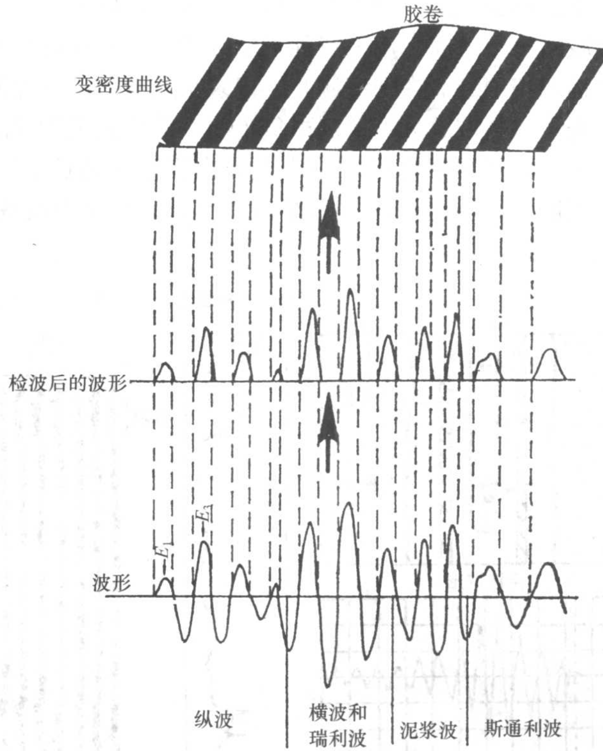


图 2－17　记录全波波形原理

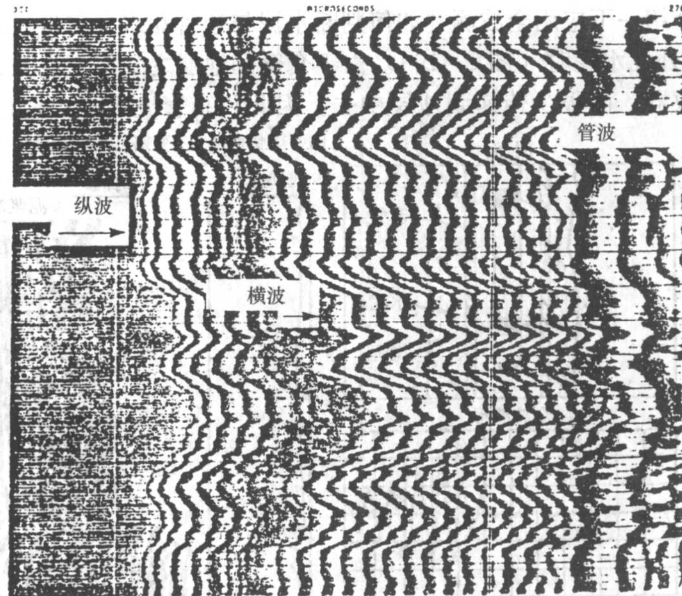


图 2－18　声波变密度曲线

声波全波测井井下仪器也是由一个发射器和一个接收器构成。为了记录整个声波波列在套管井中传播时衰减情况，目前采用了三种记录方式：全波调辉变密度测量；全波调宽变密度测量和全波扫描照相测量。变密度测井，记录全波波形，原理如图 2－17 所示。接收器接收到的信号首先送入削波放大器，削去负半周，仅放大正半周的半波信号。再把正半周信号转换成颜色深、浅不同的条带。条带上完全无色的是负半周，有颜色的是正半周，其中颜色深者，幅度大；颜色浅者，幅度小。图 2－18 是声波变密度测井记录的实例。

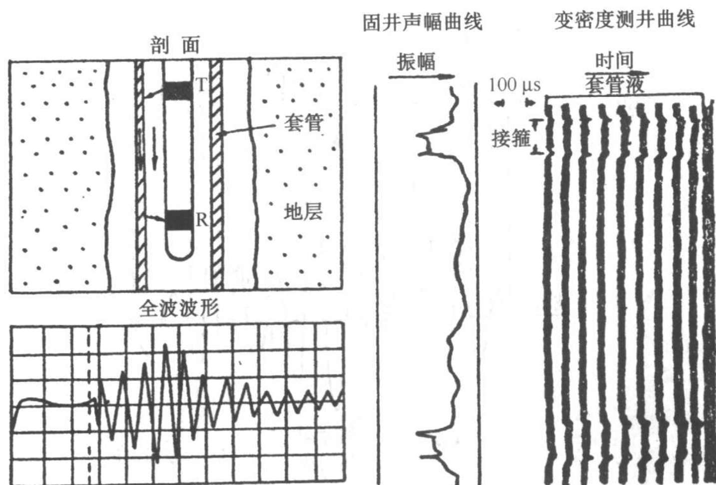


图 2－19　套管外无水泥

下面简单介绍一下应用全波测井如何判断水泥与套管和水泥与地层之间的胶结情况。

1）当套管外无水泥时（图 2－19）。由于套管和地层之间存在空隙，大部分声能将通过套管传到接收器，而很少传递到地层中去。因此，套管波很强，地层波很弱或完全没

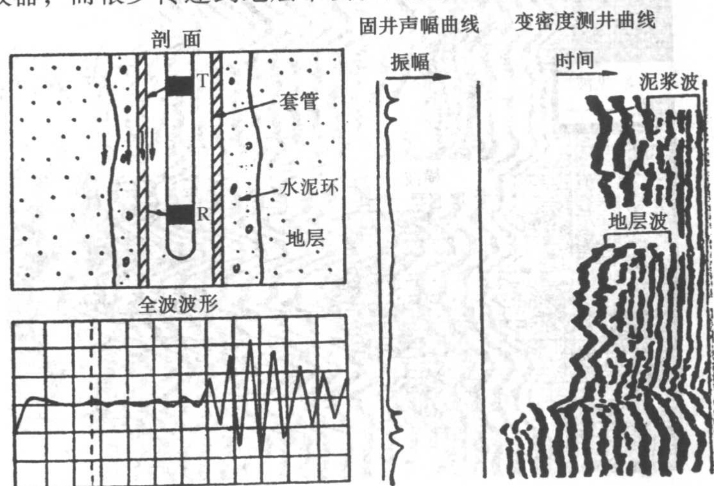


图 2－20　水泥胶结良好

有。在变密度测井记录上，除套管接箍处有明显倒人字型曲线外，幅度和传播时间均无变化，为反差明显的明暗条带。固井声幅测井曲线为高幅值。

2）套管与水泥胶结良好，水泥与地层声耦合良好（图2－20）。这时套管与水泥及地层可看成一个整体，声能将由套管传到水泥再传到地层。结果套管波很弱，地层波很强（如果地层对声波衰减不大），水泥波一般均很弱可忽略不计。

由于地层波传播时间随深度变化而变化，在变密度图上不是直线，而呈不规则的摆动。可以较容易和先到达的套管波及后到的泥浆波区分。固井声波幅度测井曲线为低幅值。

3）套管与水泥胶结良好，水泥与地层声耦合不好或地层对声波衰减大（图2－21）。声能从套管传递给水泥，水泥使声能衰减，很少传递给地层。表现套管波很弱，地层波也很弱或没有。固井声波幅度测井曲线表现低幅值。

4）套管与水泥胶结不够紧密有小的空隙，但水泥与地层声耦合良好（图2－22）。声

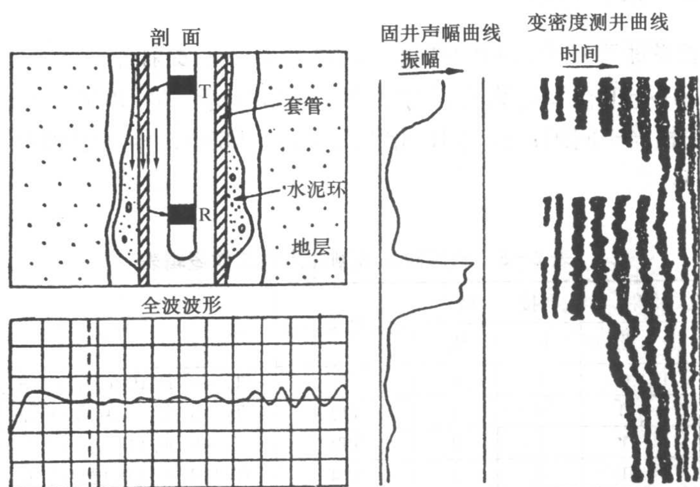


图2－21　套管与水泥胶结良好

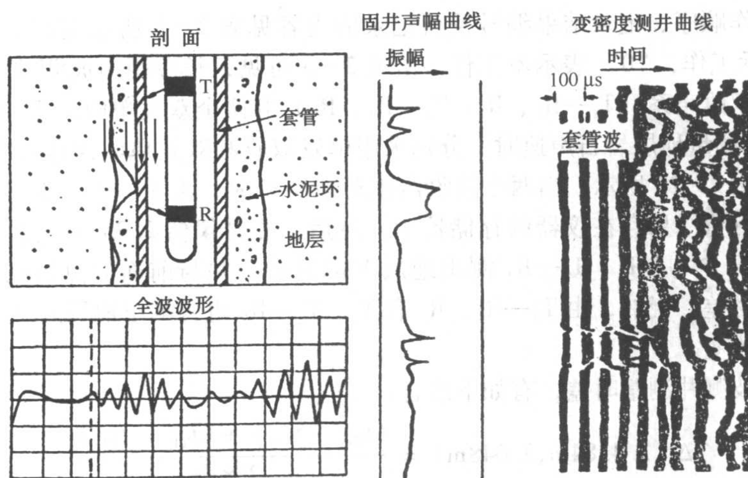


图2－22　水泥与地层耦合良好

能大部分留在套管中，但也有相当大的能量进入地层。表现出套管波和地层波为中等强度。套管中的声能衰减与胶结到套管周围的水泥环的百分数成正比。固井声幅曲线可能表现为弱胶结特征。

第四节　声波全波测井

通常的声速或声幅测井，只记录和利用滑行纵波首波的速度（时差）或幅度信息，对还携带有大量地层信息的续至波则完全没有采集和记录。为记录、利用续至波的速度、波幅、频率、波形包络特征等信息，出现了长源距全波列测井，使声波测井从地层中获取的信息及对信息的利用率大为增加。

一、长源距声系和记录方式

目前使用的长源距声波全波列测井仪器的声系由两个发射探头 T_1、T_2 及两个接收探头 R_1、R_2 组成，其上下位置排列和尺寸见图 2－23 所示。T_1 和 T_2、R_1 和 R_2 相距均为 0.6096 m（2ft），相当于间距；T_1 与 R_2 相距 2.43 m（8ft），相当于源距。长源距声系工作原理见图 2－24。

表 2－5　长源距声波测井声系工作逻辑表

时间＼工作状态＼探头	发射		接收		记录结果编号	记录内容
	T_1	T_2	R_1	R_2		
t_0	1	0	1	0	TT1	T_1-R_1 间 10 ft[①] 层段的时间差
t_0	1	0	0	1	TT2	T_1-R_2 间 8 ft 层段的时间差
t_1	0	1	1	0	TT3	T_2-R_1 间 12ft 层段的时间差
t_1	0	1	0	1	TT4	T_2-R_2 间 10ft 层段的时间差

① 1ft＝0.3048 m。

探头的工作顺序、记录结果编号及所记录的内容见表 2－5 所示的声系工作逻辑表，表中“1”表示工作，“0”表示不工作。由表 2－5 可见，长源距声波测井声系可以分别组成两个单发双收声系（T_1—R_1、R_2；T_2—R_1、R_2）和两个双发单收声系（T_1、T_2—R_1；T_1、T_2—R_2）。测量地层岩石声速时，分别采用单发双收和双发单收声系补偿井径变化的影响。例如，图 2－24 所示，当两个接收器正对地层 F 时，由 T_1—R_1，R_2 测出地层岩石的时差，并把测量结果存在仪器的存储器中。然后，提升仪器 2.95 m。这时，两个发射器正对地层岩石 F，用 T_1、T_2—R_1 测出地层 F 的时差，并与前面的测量结果进行平均，作为该地层的时差。当然，由 T_2—R_1、R_2 和 T_1、T_2—R_2 也可测出地层的时差，只是它们的源距也相应改变。

长源距声波测井测量时差，有如下组合：

$$\Delta t(2.4384\text{m},3.048\text{m}) = \frac{(t_{TT_1} - t_{TT_2}) + (t_{TT_4} - t_{TT_2})}{2 \times l} \tag{2-36}$$

$$\Delta t(3.048\text{m},3.6576\text{m}) = \frac{(t_{TT_3} - t_{TT_4}) + (t_{TT_2} - t_{TT_1})}{2 \times l} \tag{2-37}$$

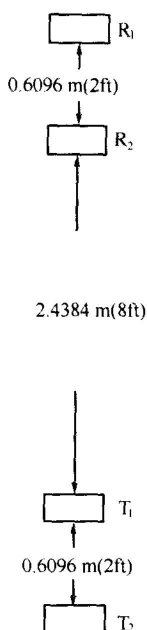


图 2-23 长源距声波测井仪的声系

1 ft = 0.3048 m

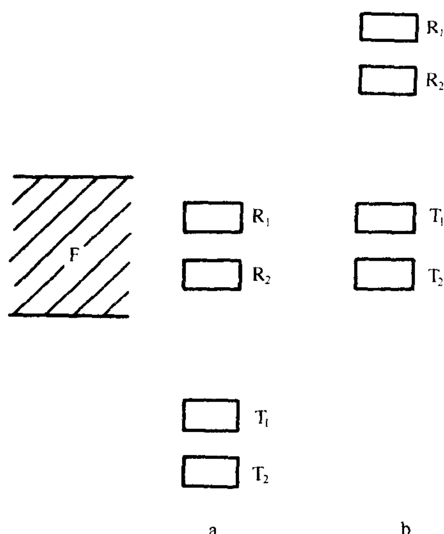


图 2-24 长源距声系井眼补偿工作原理

a—记录点在 R_1、R_2 中点；b—记录点在 T_1、T_2 中点；1 ft = 0.3048 m

其中：l 为间距；t_{TT_1}、t_{TT_2}、t_{TT_3}、t_{TT_4}分别为声波从 T_1 到 R_1、T_1 到 R_2、T_2 到 R_1、T_2 到 R_2 的传播时间。

现在，长源距声波测井结果用数字记录，便于计算机处理，提取地层岩石的纵波速度和横波速度。地层岩石的横波速度是十分有用的。此外，源距长，探测范围大，有利于测量原状地层；源距长，各接收器接收的声波容易区分。长源距声波测井的声波频率为 11 kHz，低于普通声波测井的频率，信号衰减小，可以补偿由于源距长引起的衰减。

二、裸眼井声波全波波列（井壁波场传播模式）

根据理论计算和实验研究，在记录到的声波全波列中包括体波和面波两大类波型。体波能在介质内部传播，主要是滑行纵波和滑行横波；面波是由不同介质内部的体波在界面上相互作用形成，又称诱导波，主要是假瑞利波和斯通利波（图 2-25）。

（一）滑行纵波

滑行纵波是井下接收到的最快的波群。只要在井轴上距声源足够远处，都可将滑行纵波作为首波记录到。而且，在距声源距离不同的位置记录波到达的时间，即可得出井壁滑行纵波的时差（声速）。

在井壁介质及钻井条件不变条件下，滑行纵波的速度稳定，幅度较小。根据理论计算指出，当孔隙度由 0 到 25% 范围时，纵波速度和孔隙度可视为线性关系。

数值计算还表明，渗透率变化时，滑行纵波速度的变化不明显。因此，根据滑行纵波速度变化来区别渗透率不同的岩层是困难的。

滑行纵波是组共振波，即要求以第一临界角入射外，还需要满足特定的频率条件，才能在井下激发出较强的共振波——滑行纵波。

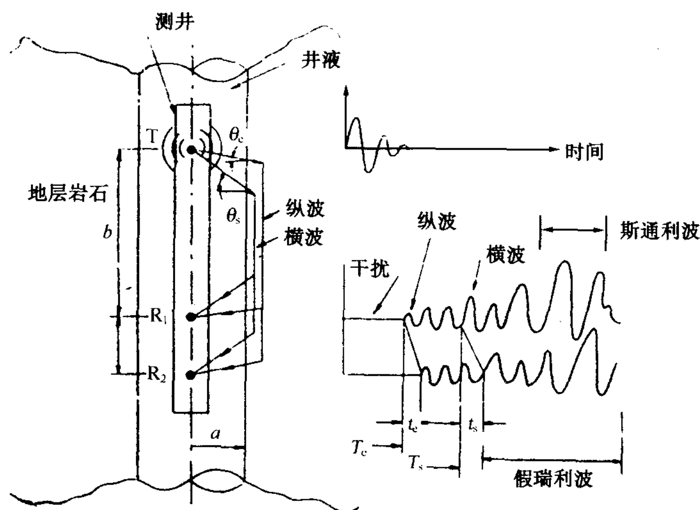


图 2－25　声波全波波列

（二）滑行横波

当地层横波速度大于泥浆声速时，有一组和滑行纵波类似的滑行横波。其沿井轴方向的衰减比纵波小得多，这组波的幅度比滑行纵波大得多。

滑行横波也是一组共振波，在井径扩大处和井壁介质弹性波速度与井内流体纵波速度差异较大的层段，共振频率都降低。

在孔隙度变化范围不大时，滑行横波速度与孔隙度之间也有近似线性关系。渗透率对滑行横波速度的影响也很不明显。

纵波和横波的传播速度分别由式（2－8）和（2－9）表达，不随声波频率改变，即无频散现象；在岩石内，随传播距离的增加，二者的幅度都呈指数衰减。

（三）假瑞利波

在井壁岩石表面上传播的体波受泥浆的限制，不能形成瑞利波，只能形成以大于第一临界角入射到井壁，并经多次反射所形成的假瑞利波。

假瑞利波在横波的后面，是一段较长的环状波列，幅度大于横波，衰减严重，在地层中呈指数衰减，在泥浆中呈振荡衰减。

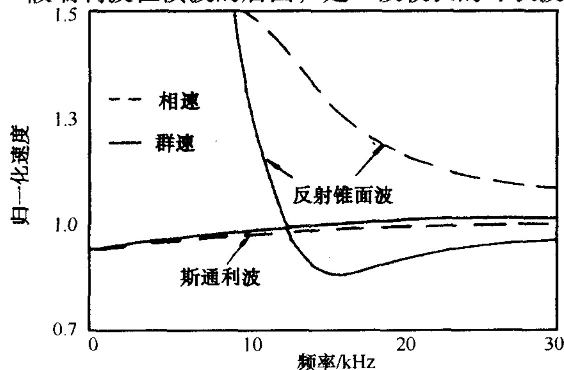


图 2－26　声波频散特征

假瑞利波有明显的频散，低频时速度快，高频时速度慢；并且，相速度不同于群速度。低频时的相速度接近地层的横波速度，群速度与之相等；高频时的相速度接近泥浆速度；群速度随频率增加，急剧降低，最小时仅为 0.85 倍泥浆速度，而后有所增加；甚高频时，为泥浆速度。假瑞利波的频散现象，

还与井径有关；随井径增加，频散曲线向低频方向移动。

假瑞利波还有：反射锥形波；简振型波；入射角大于临界角的全反射波等名称。

（四）斯通利波

地层中传播的横波和泥浆中传播的纵波，在其界面上互相作用，使岩石中的质点产生椭圆形运动，形成斯通利波。斯通利波在假瑞利波的中间，频率较低，幅度很高，在全波列图上很容易识别；

斯通利波的频散不明显（图2－26），当分界面为平面时，甚至有人认为没有频散。且相速度与群速度接近。低频时只有泥浆声速的四分之三；高频时，近似等于泥浆速度。

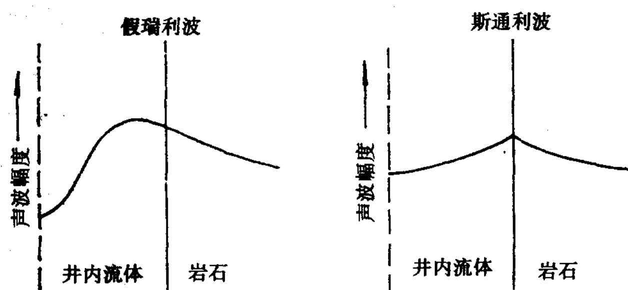


图2－27　斯通利波特征

斯通利波，还有人定名为管波。管波是在井壁和声波探头之间环状缝隙流体中产生的诱导波，是从声源发出的沿井内钻井液直接传向接收探头的直达波。管波在井轴方向上无明显衰减，但沿井的方向幅度有变化，靠近井壁管波幅度最大，而井轴上管波幅度最小

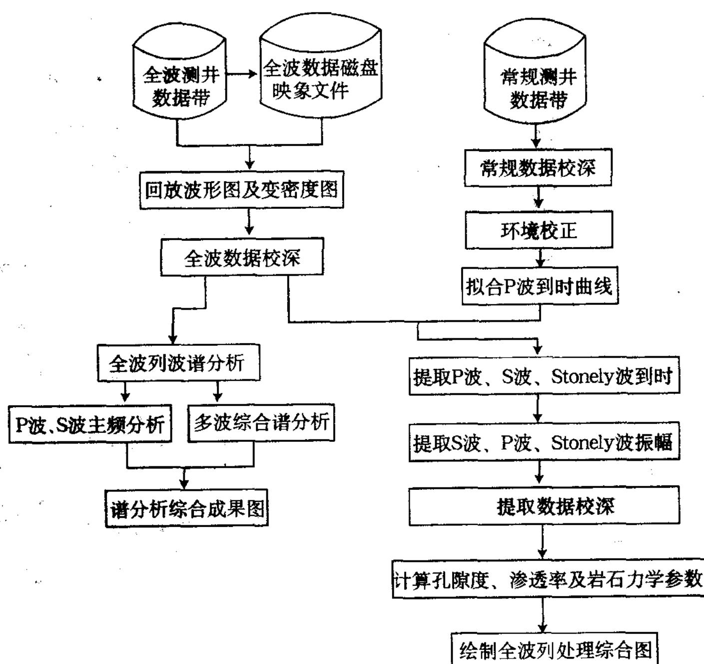


图2－28　声波全波列数据处理流程图

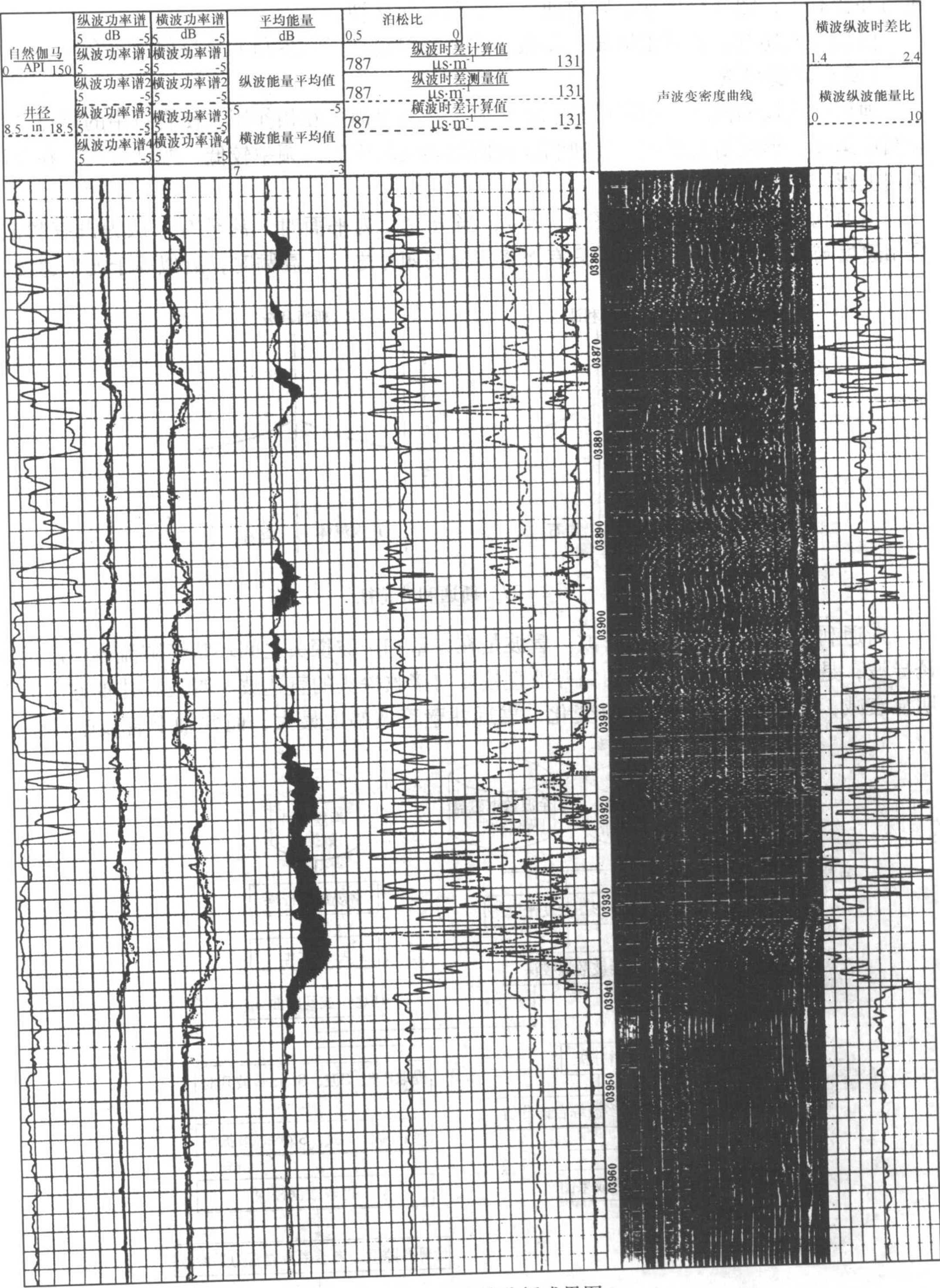


图 2-29 全波分析成果图

1 in = 0.0254 m

（图2－27）；利用声波全波测井技术所记录到的低频管波，可以识别裂缝发育层段、含气层段，根据管波速度（时差）及幅度判断井壁岩层的渗透率和含气饱和度。

三、声波全波测井资料处理技术及应用

声波全波测井仪沿井眼随深度逐点记录一组全波波形曲线。全波由纵波（P波）、横波（S波）、斯通利波（Stonely波）等主要分波构成。利用下列处理技术可从中提取各分波的到时、时差、幅度、频谱等信息。

1）采用校正周波跳跃后的常规声波时差曲线，拟合出四条P波到时曲线，拟合精度可在半个周期之内。以此曲线为基础校正全波数据的深度，同时再找零点确定出P波到时。

2）采用速度扫描双窗移动相关技术，定出较为准确的S波到时。给出一个S波速度扫描起始值S_1、终止值S_2、初步长ΔS。最大和最小速度分别为S_{max}、S_{min}，步长为ΔS。由$v_n = S_{min} + n\Delta S$可计算出两个到时，一个为长源距到时，另一个为短源距到时，然后开窗成两列波相关。这样利用n个点可以得到一条v_n与相关系数曲线。取相关极大点v_m，求出短源距波到时A_{ts}。

3）然后再用改进后的时域相关方法定出较准确的S波时差。

4）Stonely波振幅提取。先采用P波校正和估算Stonely波到时，为Stonely波寻找开窗，然后通过特征点分析寻找出Stonely波的振幅。图2－28为处理流程图。

图2－29为全波处理成果图。图中给出了P波长源距、短源距到时处理曲线，P波时差、S波时差、P波振幅、S波振幅等结果。

利用全波列测井资料可计算岩石力学参数和孔隙度。

1）利用弹性力学公式计算体变模量、泊松比、切变模量等岩石力学参数。

2）采用弹性模量推导公式计算孔隙度。

$$\varphi = \frac{B - C_{n1}}{C_{n2} - C_{n1}}$$

$$B = \frac{1}{\rho_b (v_P^2 - \frac{4}{3} v_S^2)}$$

$$C_{ni} = f_i(p_i)$$

式中：B为地层体积压缩系数；C_{n1}为固体颗粒体积压缩系数；C_{n2}为孔隙流体体积压缩系数；v_P、v_S为地层纵、横波速度；ρ_b为地层体积密度；p_i为上覆岩层或孔隙流体所受压力。

第三章　核　测　井

核测井与其他测井方法比较有两个突出的优点，一是可以在下套管的井中进行测井，二是在空井或油基泥浆中也可进行。

第一节　自然伽马和自然伽马能谱测井

以地层自然放射性为基础,测井时用伽马射线探测器沿井眼进行测量,只记录伽马射线强度,称之为自然伽马测井。记录强度也分析伽马射线能谱,称之为自然伽马能谱测井。

一、自然伽马测井

（一）自然伽马测井物理基础

1. 岩石中的自然伽马辐射场

（1）铀、镭、钍、钾的核学性质

铀（U）在元素周期表中处于第七周期，在自然界中存在于沥青矿和钾钒铀矿中。它有三个天然同位素，即^{238}U、^{235}U、^{234}U，其丰度分别为99.27%、0.01%、0.72%。铀的化学性质活泼，是典型的亲氧元素，在化合物中呈正四价和正六价。在自然界U^{6+}和U^{4+}相互转化，是铀的地球化学过程的主要特点。

镭（Ra）有四个同位素，其中^{226}Ra是^{238}U的一个子体。当铀和镭处于平衡时，镭/铀$=3.14\times10^{-7}$。镭的化学性质与钡相似，呈明显碱性，其离子半径与Ca^{2+}、Ba^{2+}和Pb^{2+}相似，可以类质同象方式进入方解石（$CaCO_3$）、萤石（CaF_2）、磷氯铅矿（$Pb_{10}(PO_4)_3Cl_2$）等矿物。镭容易被从矿物中淋滤出来，导致天然水中富积镭。在氧化带中，淋滤作用有时能使铀矿物中85%的镭被水淋滤出来，使^{226}Ra与母体^{238}U分离而在氧化带循环水中富集。在油田水中，镭的浓度有时会高达$7.5\times10^{-9}g/L$。研究镭在油田开发过程中的再分配，对观察油田水和注入水的推进具有重大意义。

钍（Th）有两个长寿命同位素和四个短寿命同位素，其中^{232}Th的丰度几乎为100%。化合价以四价为主，四价钍和四价铀关系密切，常呈类质同象置换。钍和铀经常是共生的，钍铀比被认为是太阳系的基本比值。确实，几乎所有的陨石，钍和铀的比值（Th/U）都等于3~4；而在岩浆岩中Th/U也几乎是定值，多数在4左右。在氧化环境中，铀和钍会发生明显的分离。钍的化合物性质稳定，运移以机械风化迁移为主。粘土矿物对钍的选择性吸附，以及钍在稳定矿物中的存在是控制沉积岩中钍分布的主要因素。钍常作为粘土矿物指示剂，钍铀比可指示沉积环境和岩性。

钍系的主要伽马辐射体是^{208}Tl，特征伽马射线的能量是2.62 MeV。

钾（K）有三个天然同位素，即^{39}K、^{40}K、^{41}K。其中^{40}K是放射性同位素，它发射1.46 MeV的伽马光子。钾在岩浆岩中的含量随SiO_2的增加而增高。在沉积岩中，粘土岩的钾含量比砂岩和石灰岩都高。

（2）岩石中的自然伽马辐射场

岩石的自然伽马辐射场，主要由钾、铀、钍的空间分布决定的，其次是受到岩石自散射和自吸收的影响。

岩石自然伽马辐射场的空间分布是由单位体积或单位质量岩石中钾、铀、钍的含量决定的，含有钾、铀、钍的地层就是一种分布在有限空间中的伽马源。

每种放射性核素的活度和单位时间里发射的光子数成正比，活度相同的两种不同的核素单位时间里发射的光子数却不一定相等。单位时间里发射的光子总数称为伽马源的源强，而单位体积的源强称为源强密度。对大体积的辐射体，需要用源强密度来描述光子发射率的空间分布。若进行自然伽马能谱测井，还需研究光子的能量分布和角分布。

描述自然伽马辐射场的主要参数是通量密度，它是这样定义的：设有一球体通过球心的截面积是 α，而 $\mathrm{d}\phi$ 是时间间隔 $\mathrm{d}t$ 内注入球体的光子注量数，则通量密度 ϕ_r 定义为

$$\phi_r = \mathrm{d}\phi/\mathrm{d}t \tag{3-1}$$

对平行射线束来说，单位时间通过与射线方向垂直的单位截面积的光子数称为伽马射线强度；对非平行射线，也可将式（3－1）定义的通量密度称为强度。通量密度与仪器在单位时间里的计数，即计数率成正比。

为简便，设无限、均匀、各向同性地层中只有一种发射单能光子的放射性元素（如钾），地层的密度为 ρ，每克岩石中含 q 克该种放射性元素，每克该种放射性元素每秒钟平均发射 a 个光子，地层对光子的吸收系数为 μ，求地层中任意点保持初始能量的光子通量密度。为此，在球坐标系中取一体积元 $\mathrm{d}V$，它在距离为 r 的 M 点处产生的通量密度增量为

$$\mathrm{d}\phi_r = \frac{aq\rho\mathrm{d}V}{4\pi r^2}\mathrm{e}^{-\mu r} = \frac{aq\rho}{4\pi}\sin\theta \cdot \mathrm{e}^{-\mu r}\mathrm{d}\theta\mathrm{d}\varphi\mathrm{d}r \tag{3-2}$$

对半径为 r 的球体求积分得通量密度 ϕ_r：

$$\phi_r = \frac{aq\rho}{\mu}(1 - \mathrm{e}^{-\mu r}) \tag{3-3}$$

若对上述无限介质积分，即 $r\to\infty$，得：

$$\phi_0 = \frac{aq\rho}{\mu} = \frac{aq}{\mu_m} \tag{3-4}$$

式中：ϕ_0 为无限介质中任意点的光子通量密度；μ_m 为质量衰减系数，随光子的能量增加而减小；aq 为单位质量岩石每秒内发射的光子数。

沉积岩中主要矿物的 μ_m 变化较小。例如，当伽马光子能量为 1.5 MeV 时，纯水、石英、方解石的质量衰减系数分别为 0.0575 cm²/g、0.0545 cm²/g、0.0518 cm²/g。混凝土的 μ_m 是 0.0519 cm²/g。对常遇地层可认为 $\phi_0 \propto q$。

（3－3）式可以估计自然伽马测井的探测范围。用比值

$$\frac{\phi_r}{\phi_0} = 1 - \mathrm{e}^{-\mu r} \tag{3-5}$$

进行计算。当 μ_r =4.605 时，这一比值等于 0.99。若 μ 分别取 0.10/cm 和 0.15/cm，则相应的球半径为 46.05 cm 和 30.7 cm。可以认为，自然伽马测井对地层的探测范围大约是一个直径为 1 m 的球体。

2. 放射性地层的测井响应

（1）有限厚放射性地层在井轴上形成的光子通量密度

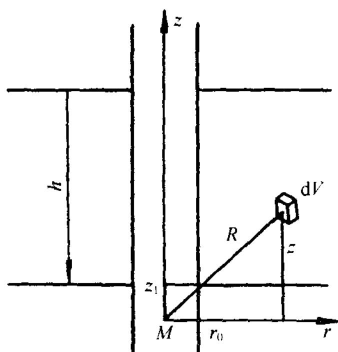


图 3-1　有限厚度放射性地层示意图

设有限厚放射性地层厚度为 h（图 3-1），井半径为 r_0，井轴与地层面垂直，M 点位于井轴上与地层下底面相距 z_1。层内物理性质均匀、各向同性，只含一种发射单能光子的放射性元素（如钾），地层的密度为 ρ，每克岩石中含 q 克该种放射性元素，每克该种放射性元素每秒钟平均发射 a 个光子，地层和井内介质对光子的吸收系数均为 μ，围岩不含放射性物质，求井轴上任意点 M 处散射光子通量密度。为此，在柱坐标系中取体积元 $dV = rdzdrd\varphi$，它在 M 点处产生的通量密度增量为

$$d\phi_r = \frac{aq\rho}{4\pi(r^2+z^2)}e^{-\mu\sqrt{r^2+z^2}}rdzdrd\varphi \quad (3-6)$$

先在 $0 \sim 2\pi$ 域内对 φ 积分，得通量密度为：

$$\phi_r = \frac{aq\rho}{2}\int_{z_1}^{z_1+h}dz\int_{r_0}^{\infty}\frac{e^{-\mu\sqrt{r^2+z^2}}}{r^2+z^2}rdr \quad (3-7)$$

对此式做变量置换，令 $r' = r/r_0$，$z' = z/r_0$，$z'_1 = z_1/r_0$，$h' = h/r'$，以及

$$t = \mu r_0\sqrt{r'^2+z'^2}$$

可得：

$$\phi_r = \frac{aq\rho}{2}r_0\int_{z'_1}^{z'_1+h'}dz'\int_{\mu r_0\sqrt{1+z'^2}}^{\infty}\frac{e^{-t}}{t}dt \quad (3-8)$$

移动 M 点，即改变 z_1 值，利用指数积分函数表对式（3-8）做数值积分，可求出该放射性地层造成的沿井轴的光子通量密度。对变量 z' 来说，被积函数在 $z'=0$ 处有最大值，且对称于此点。因而，当观察点 M 位于地层中点时，积分有最大值：

$$\phi_m = \frac{aq\rho}{2}r_0\int_{-\frac{1}{2}h'}^{\frac{1}{2}h'}dz'\int_{\mu r_0\sqrt{1+z'^2}}^{\infty}\frac{e^{-t}}{t}dt \quad (3-9)$$

设 $\mu = 0.1/\text{cm}$，$r_0 = 15$ cm，并使地层厚度分别等于 15 cm、30 cm、60 cm、90 cm 和 150 cm 时，利用式（3-9）可获得一组曲线，如图 3-2 所示。

测井仪器测得的曲线，因受到仪器参数的影响而与图 3-2 有所不同，或者说有不同的响应。

（2）仪器标准化和探测效率

自然伽马测井在每个深度点上测到的计数率，与地层在该点造成的通量密度成正比。计数率曲线可直接反映通量密度（或称射线强度）沿井剖面的分布。测井仪器的探测效率有很大差别，即使环境条件不变，不同的仪器在同一个测量点上测到的计数率也会不相同。所谓测井仪器标准化，实质上就是进行效率刻度。刻度过的仪器测量的计数率曲线是用标准单位表示的，国际上习惯采用 API 单位。API 单位是美国石油学会选用的自然伽马测井单位，它是这样规定的：在美国休斯顿大学建造了一套由三层混凝土标准模块组成的刻度井，每个标准模块都是直径 1.219 m，高 2.438 m 的带井眼的圆柱体，中间的一层是

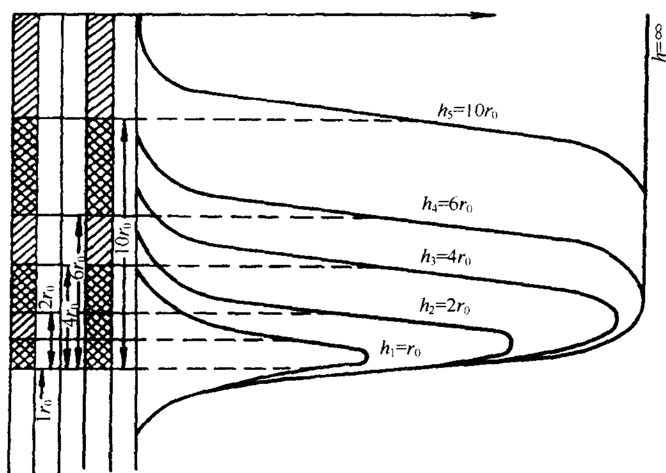


图 3－2　有限厚度放射地层沿井轴的光子通量密度

含有 13 mg/L 的铀、24 mg/L 的钍和 4% 的钾的高放射性地层，而上、下两层是未添加放射性物质的低放射性地层。将仪器在井眼中测得的高放射性和低放射性两种模块的读数差定为 200 API。在标准井中刻度过的同类仪器。对同一厚地层应该有同样的响应，即应具有相同的幅度（含统计误差）。这样，不同的仪器测得的自然放射性剖面才能进行对比。

（二）自然伽马测井原理

1. 测井原理

自然伽马测井仪有许多类型，彼此的结构、具体线路的差别还比较大，但工作原理基本相同，结构框图基本一致（图 3－3）。

自然伽马测井仪分为地面仪器和下井仪器两部分。下井仪的基本组成是伽马射线探测器、放大器和高压电源等。伽马射线探测器是感知伽马射线的，并把其转变成电脉冲的装置；放大器把这些脉冲放大，以便电缆传输。

地面仪器有前置放大、鉴别、整形和计数率计等。鉴别器的目的是消除干扰；整形器可以把所有的脉冲信号变成幅度一样大、宽度一样宽的矩形波，这样每一个矩形波带的电量就是一样的；计数率计把单个的矩形脉冲变成连续变化的电压（或电流），电压（或电流）的大小反映伽马脉冲的多少。再由测井记录仪记录成电压形成伽马射线强度随井深变化的曲线——自然伽马测井曲线。

最简单的计数率计是电阻和电容元件组成的积分线路（图 3－4）。电阻 R 与电容 C 的乘积 $RC=\tau$，称为时间常数。RC 积分线路的输出电压 U 和输入的脉冲数 n 有以下关系：

$$U = qnR(1 - e^{-t/\tau}) \tag{3-10}$$

其中：q 为每个矩形脉冲所携带的电荷数；t 为从矩形脉冲输入开始算起所经过的时间。

图 3－4 表示，输出电压不能随输入电压同步变化，即积分线路存在惰性。惰性的大小由时间常数决定。计算表明，当 $t=2\tau$ 时，输出电压只能达到最大输出电压的 86%；当 $t=3\tau$ 时，输出电压增至最大输出电压的 95%。由此可见，积分线路的使用要对测量结果产生较大的影响。

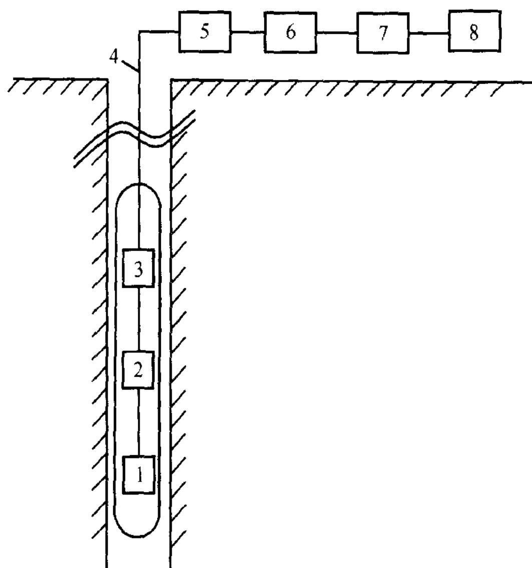


图 3－3 自然伽马测井仪原理示意

1—伽马射线探测器；2—放大器；3—高压电源；
4—电缆；5—放大器；6—鉴别器；7—整形器；8—计数率计

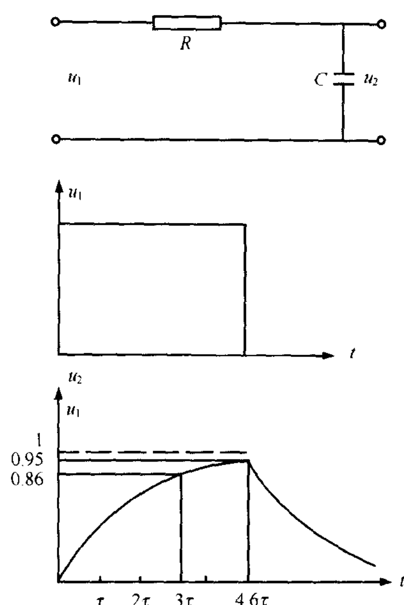


图 3－4 积分线路输入输出特性

2. 探测半径

由于地层和泥浆对伽马射线的吸收，地层中放射性元素发射的伽马射线是不能全部到达探测器、为探测器所测出的，即自然伽马测井主要探测的地层是靠近探测器的有限地层。图 3－5 是自然伽马测井的视几何因子分布曲线。从图中的积分几何因子曲线可以看出，随着径向距离增加，积分几何因子呈指数增加规律变化。积分几何因子可用来研究自然伽马测井探测范围；而图中对信号贡献曲线，是随径向距离增加呈指数下降规律变化，说明距探测器越远的媒体对测量信号的贡献越小，可用来研究自然伽马测井的探测范围。在无限均匀地层中，探测范围是以探测器中点为球心的球体，球体半径就是探测半径。设探测范围内的地层产生总自然伽马强度的 90%，则计算的探测半径小于 25 cm。实际上，它的大小和伽马射线能量、地层和泥浆密度有关。能量降低或密度增加，探测半径减小。再者，探测范围并不是严格的球形。这是因为井的存在和探测器有一定体积等原因。

利用探测范围内，放射性地层多少的变化，也可近似绘制放射性测井曲线。设厚度大于二倍探测半径的放射性地层的上、下围岩中均不含放射性（图 3－6）。当自然伽马测井仪在放射性地层以下时，因其探测范围内，不含放射性，自然伽马强度为零。随着仪器向上移动，探测范围内放射性逐渐增加，自然伽马强度逐渐增强。当仪器探测范围内全是放射性地层时，自然伽马强度最大。如果地层的厚度较大，自然伽马测井曲线上有段平直段。以后，随仪器向上移动，直至进入上围岩。探测范围内放射性地层逐渐减少，直至完全没有，自然伽马强度逐渐降低，而逼近于零。

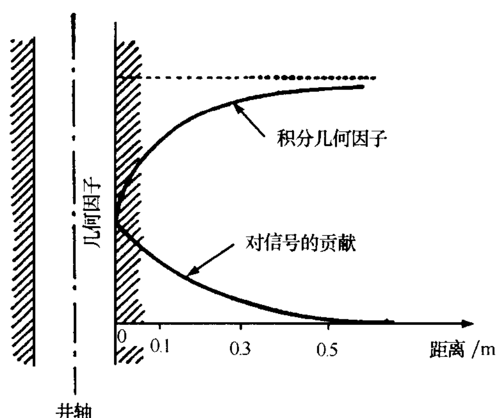


图 3－5　自然伽马测井视几何因子分布曲线

（三）自然伽马测井曲线特征和影响因素

1. 曲线特点

可以归纳自然伽马测井曲线的特点：当围岩的放射性相同时，自然伽马测井曲线以地层中点为对称；地层中点的自然伽马幅度最大，其幅度与地层厚度有关。当地层较薄时，测得的地层中点的自然伽马幅度 J_γ 与它应具有的自然伽马幅度 $J_{\gamma max}$ 满足：

$$J_{\gamma max} = \frac{16r^3 J_\gamma}{h(12r^2 - h^2)} \quad (3-10')$$

其中：h 为地层的厚度；r 为探测半径。

当地层厚度大于二倍探测半径（或大于三倍井径）时，利用半幅点确定地层界面。

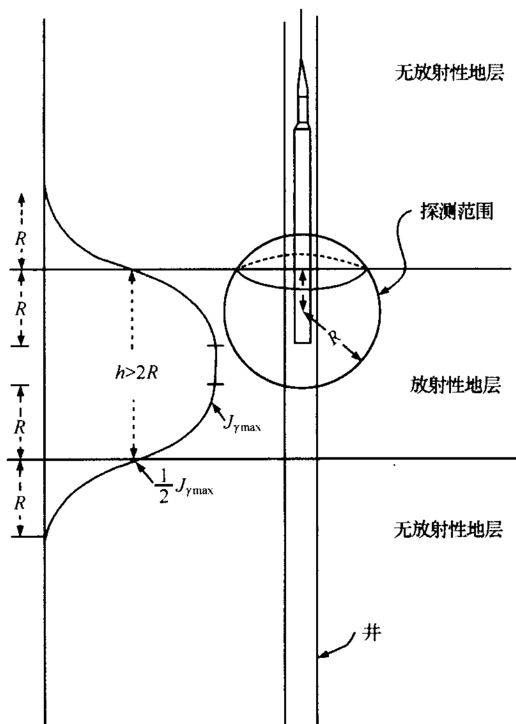


图 3－6　自然伽马测井探测范围

2. 影响因素

实际的自然伽马测井曲线（图 3－7）和理论自然伽马测井曲线有明显的差别，造成这种差别的原因主要是统计涨落。

放射性测量的统计涨落现象，造成自然伽马测井曲线上的锯齿变化。这种变化与地层岩性变化，仪器不稳定的变化都可能同时在测井曲线上出现。正确识别曲线上的各种变化是正确利用自然伽马测井曲线的前提。

统计涨落用标准误差衡量。标准误差要用多次测量的平均值计算。但是，在自然伽马测井中，通常只测一次。这样，就不可能求得平均值，而只能以这次的测量结果作为平均

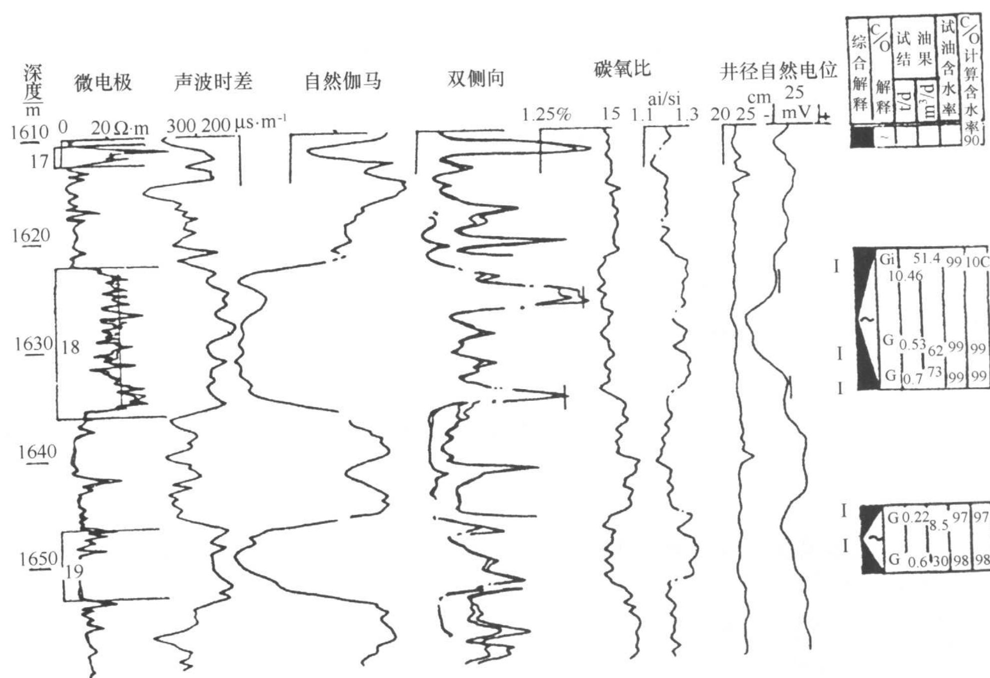


图 3-7　实际的自然伽马测井曲线

值。于是

$$\sigma_N = \sqrt{\bar{N}} \approx \sqrt{N} \tag{3-11}$$

我们知道，测井结果是以“c/min，（c 指 counts）”作单位的。所以，$N = \bar{n}t$。t 是测井仪器在该地层的停留时间，$\bar{n}$ 是该地层的平均计数率。从而，式（3-11）就成为

$$\sigma_N \approx \sqrt{\bar{n} \cdot t}$$

测井计数率的误差是：

$$\sigma_{\bar{n}} = \frac{\sigma_N}{t} = \frac{\sqrt{\bar{n} \cdot t}}{t} = \frac{\sqrt{\bar{n}}}{t} \tag{3-12}$$

地层厚度为 H，下井仪运动速度（测进速度）为 v，式（3-12）变为

$$\sigma_{\bar{n}} = \sqrt{\frac{\bar{n} \cdot v}{H}} = \sigma_1 \tag{3-13}$$

σ_1 表示：当以测井读数 $\bar{n}$ 代替平均值 $\bar{N}$ 时，将带来误差，误差大小为 σ_1。如果能进行多次测量，求得平均值的话，则平均值应该有 68.3% 的可能分布在 $\bar{n} \pm \sigma_1$ 的范围内。

一般认为，采用了积分线路的自然伽马测井仪，其输出结果是在输出时刻前 2τ 时间内的平均值。于是，地层的总读数 $N = 2\tau \cdot \bar{n}$。从而有：

$$\sigma_N = \sqrt{\bar{N}} \approx \sqrt{N} = \sqrt{2\tau \cdot \bar{n}} \tag{3-14}$$

测井计数率的误差是：

$$\sigma_{\bar{n}} = \frac{\sigma}{2\tau} = \sqrt{\frac{\bar{n}}{2\tau}} = \sigma_2 \tag{3-15}$$

定义 σ_2 为：如能根据多次测量确定平均值，则每次的测量读数与平均值的误差为 σ_2。

显然，由于统计涨落的影响，自然伽马测井曲线的相对误差为 $\sigma_1 + \sigma_2$，即

$$\sum = \sigma_1 + \sigma_2 \tag{3-16}$$

根据 $\sum$ 的大小，评价测井仪器的性能，判断曲线变化引起的原因。

为检查仪器性能，通常的做法是把下井仪放入井中某一位置，持续测量一段时间的自然伽马强度。当仪器性能正常时，曲线上的幅度变化，应该是统计涨落引起的，即测量的相对误差应该符合统计规律。否则，说明仪器不稳定，需要对仪器进行修理、调试。下面的例子说明计算误差的方法。

设由曲线确定的平均值线离基线 5.5 cm（基线不是零线），基线补偿 10 cm（即对零线移动 10 cm）；横向比例尺为 380 c/min. cm，时间常数 4s。则：

$$\bar{n} = 380 \times (10 + 5.5)\text{c/min} = 5890\ \text{c/min}$$

和

$$\sigma_2 = \sqrt{\frac{\bar{n}}{2\tau}} = \sqrt{\frac{5890}{2 \times \frac{4}{60}}}\ \text{c/min} = 210\ \text{c/min}$$

σ_2 在曲线上的距离是：

$$\Delta L = \frac{\sigma_2}{\text{横向比例}} = \frac{210}{380}\ \text{cm} = 0.57\ \text{cm}$$

在自然伽马测井曲线平均值 $\bar{n}$ 的两侧、各 0.57 cm 处，画两条直线。这两条直线包括的范围，就是 68.3% 的测量结果应分布的范围。把超出这个范围的曲线，按纵向长度累计起来为 3.9 cm，该曲线的纵向总长度为 12.3 cm，据此可算出超出误差的比例数 $\frac{3.9}{12.3} \times 100\% = 31.7\%$。这就表明，该曲线符合统计规律，测井仪性能正常。

一般认为，曲线幅度的变化大于 $3\sum$ 时，才是地层岩石发生了改变，应该分层，确定界面。

由上可知，自然伽马测井涨落误差的大小与计数率仪时间常数 τ 有关。τ 大，说明所取的平均范围大，利用了较多个测量结果进行平均。显然，这个平均值比较接近真实值，误差较小。为了使测量结果接近真实值，应选 τ 大的计数率仪。

3. 环境影响

环境影响是指井眼环境对测井响应的影响。在裸眼井中，主要是钻井液对来自地层的伽马射线的屏蔽作用，而井径变化改变仪器与地层间钻井液的厚度。可以用数值积分法、蒙特卡罗法或物理模型实验来研究环境影响。在研究环境影响时，引入一个称之为“钻井液吸收函数”的综合校正系数 A_p，它以钻井液衰减系数 μ_p 和井半径 R 的乘积为参变量，而以仪器半径 R_s 与井半径 R 的比为变量，如图 3－8 所示。求出 A_p 后，用下式进行校正：

$$J_c = \frac{J}{1 - A_p}$$

式中：J 为实测值；J_c 为校正值。

对套管井，同样可根据实际模型计算或测定校正公式或校正曲线图。

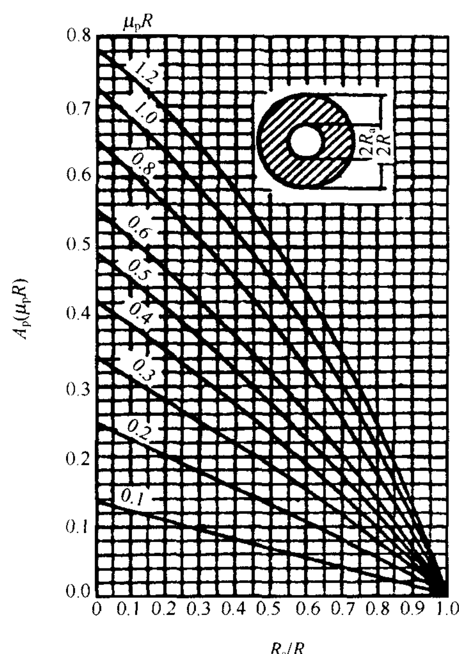


图 3-8　下井仪居中时钻井液的吸收函数

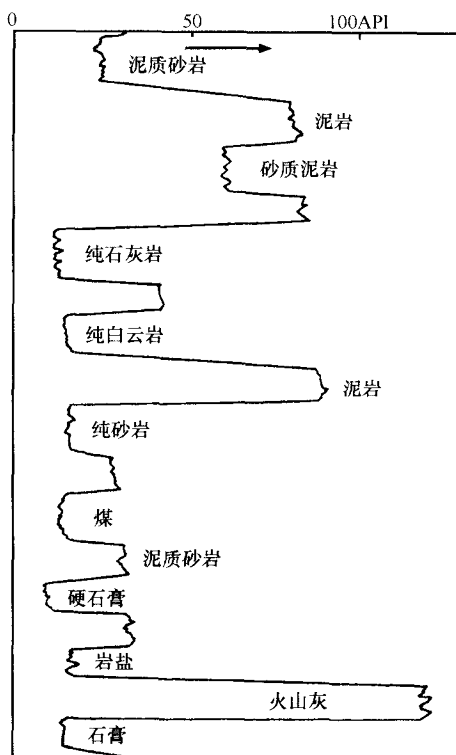


图 3-9　自然伽马测井响应曲线

API 为美国石油学会规定单位

（四）自然伽马测井曲线应用

1）划分岩性。主要是根据地层中泥质含量的变化引起自然伽马曲线幅度变化来区分不同的岩性，图 3-9 是自然伽马测井曲线对不同地层的响应，对于纯石灰岩、纯砂岩、白云岩、硬石膏、石膏、煤层及盐岩等，自然伽马显示低值；对于火山灰、泥岩显示高自然伽马值；而对于含泥质岩石自然伽马显示中等，并且随着泥质含量增减而变化。一般来说，泥岩的自然伽马幅度为 75～150 API，平均为 100 API，硬石膏和纯石灰岩为 15～20 API，白云岩和纯砂岩的自然伽马幅度为 20～30 API。对某一地区来说，应该根据岩心分析结果与自然伽马曲线进行对比分析，找出地区性的规律，再应用于自然伽马曲线的解释。

2）进行地层对比。自然伽马曲线与地层中所含流体性质无关，地层水矿化度对其也没有影响。因此，自然伽马曲线幅度主要取决于地层中放射性物质钾、钍、铀的含量，通常对于不同岩性其幅度较为稳定。另外，对比的标准层也易于选取，通常用厚泥岩作为标准层，进行油田范围或区域范围内的地层对比（图 3-10）。

3）计算地层的泥质含量。为了计算地层的泥质含量，先由解释井段的纯地层和纯泥岩的自然伽马幅度，计算解释地层的泥质含量指数：

$$I_{sh} = \frac{C_{GR} - C_{GR,clean}}{C_{GR,sh} - C_{GR,clean}} \tag{3-17}$$

其中：C_{GR}、$C_{GR,sh}$、$C_{GR,clean}$分别为解释地层、纯泥岩层和纯地层的自然伽马测井值。

显然，纯泥岩层的 $I_{sh}=1$，纯地层的 $I_{sh}=0$。用下式将 I_{sh}转化为泥质含量 V_{sh}：

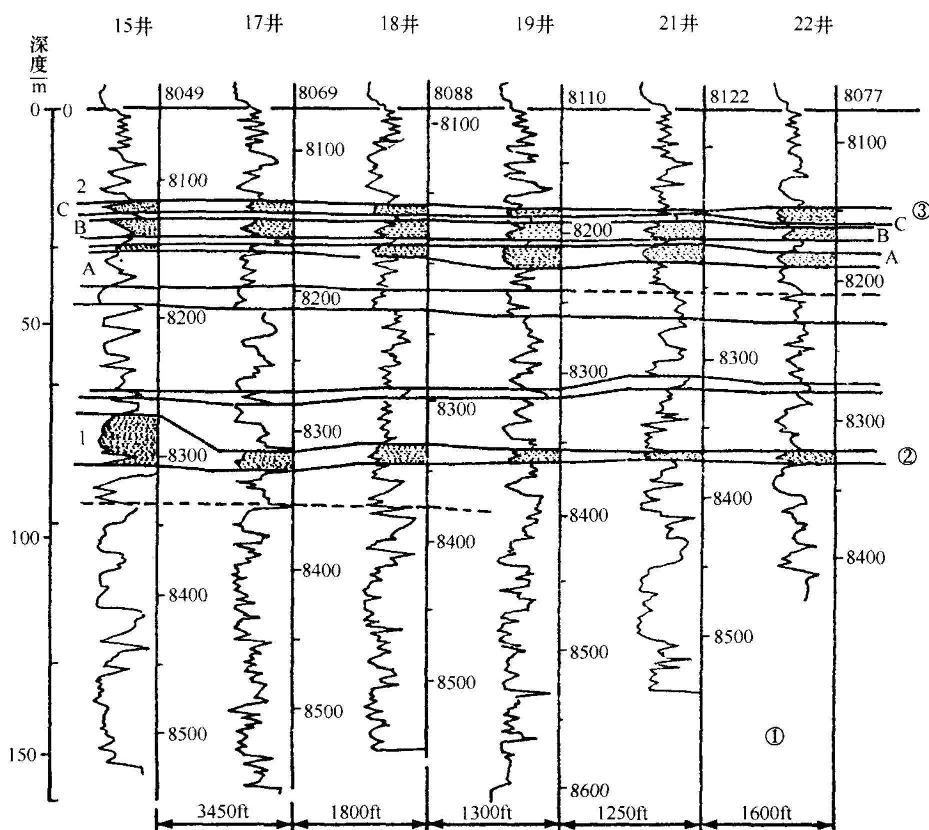


图 3-10 穿过某油田的东/西剖面确定第 1、2 类砂岩的分布

①均为自然伽马测井；②第 1 类型；③第 2 类型

$$V_{sh} = \frac{2^{G \cdot I_{sh}} - 1}{2^G - 1} \tag{3-18}$$

式中 G 为地区经验系数，可由本地区的实验资料统计获得（一般来说，对第三纪地层用 3.7，老地层则用 2）。

二、自然伽马能谱测井

（一）自然伽马测井原理

自然伽马能谱测井是利用钾、钍、铀释放不同能量伽马射线能量的特性，在钻井中测量地层钾、钍、铀含量的方法技术。图 3-11 是用碘化钠晶体测量的钍、铀、钾的能量谱。由图可见钾（^{40}K）放射出单能量 1.46 MeV 的伽马射线；钍系（^{232}Th）的特征能量是 2.62 MeV；而铀系（^{238}U）的代表能量是 1.76 MeV。因此，分别测量 1.46 MeV、1.76 MeV、2.62 MeV 的自然伽马射线的强度，进而求出钾、铀、钍的含量。

图 3-12 是自然伽马能谱测井示意图。上图为井下仪器部分，下图是地面记录部分。采用能量窗分析技术，测量几个“能量窗”的计数率，能窗的中心分别为 1.46 MeV、

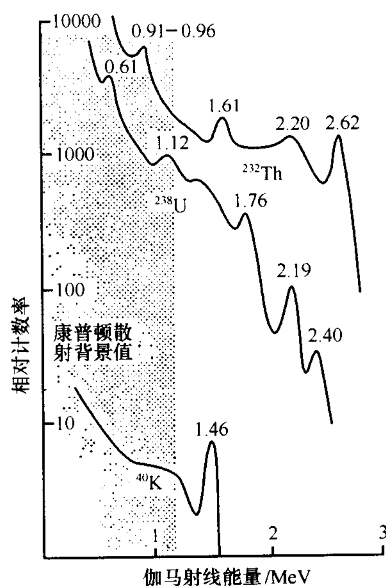


图 3−11　用 NaI（Tl）晶体探测器取得的钾、钍、铀的真实能谱图

1.76 MeV 和 2.62 MeV，即用几个能窗测量 ^{40}K、^{238}U、^{232}Th 所放出的伽马射线强度。实际上，由于伽马射线与地层物质发生作用，各能窗测得的伽马射线除了来自该能窗对应的放射性元素外，还有其他放射性元素放出的伽马射线，以及能量降低后的伽马射线。如此说来，每个能窗测量结果，并非独立反映该能窗对应元素的含量。因此，对每一个能窗有：

$$W_i = A_i w(^{232}\mathrm{Th}) + B_i w(^{238}\mathrm{U}) + C_i w(^{40}\mathrm{K}) \tag{3-19}$$

其中：$w(^{232}\mathrm{Th})$、$w(^{238}\mathrm{U})$、$w(^{40}\mathrm{K})$ 分别为钍、铀、钾的含量；A_i、B_i、C_i 为第 i 个能窗的三个系数，由标定仪器得出。

求解由图 3−13 中所划分的三个能窗（W_3、W_4、W_5）测井结果所组成的方程组，即可得出钍、铀、钾的含量：

$$w(^{232}\mathrm{Th}) = m_{13}W_3 + m_{14}W_4 + m_{15}W_5 \tag{3-20}$$

$$w(^{238}\mathrm{U}) = m_{23}W_3 + m_{24}W_4 + m_{25}W_5 \tag{3-21}$$

$$w(^{40}\mathrm{K}) = m_{33}W_3 + m_{34}W_4 + m_{35}W_5 \tag{3-22}$$

式中：W_3、W_4、W_5 分别为第 3、4、5 个能窗的测量结果；m_{ij}为测量矩阵系数。

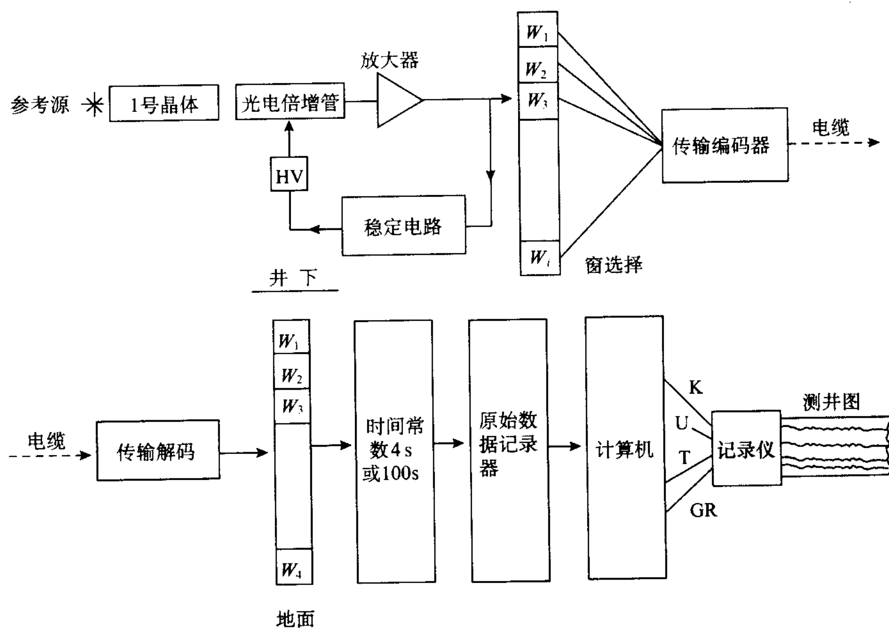


图 3−12　自然伽马能谱仪器的原理示意图

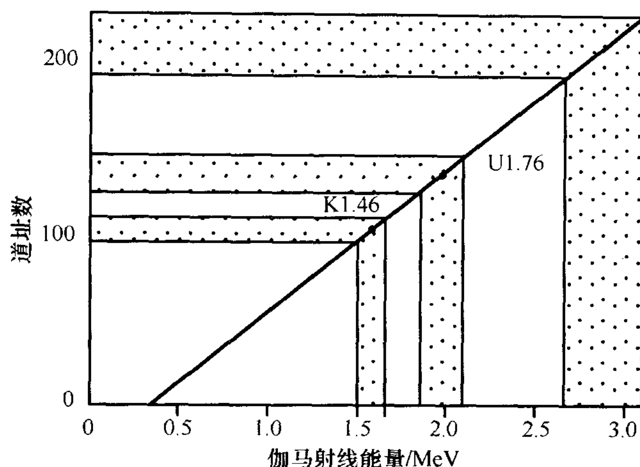


图 3-13　自然伽马能谱测井仪的能量窗划分

从误差分析的角度，考虑到核测井的特点，存在统计起伏误差，式（3-19）应改写为

$$W_i = A_i w(^{232}\mathrm{Th}) + B_i w(^{238}\mathrm{U}) + C_i w(^{40}\mathrm{K}) + \Delta\gamma_i \qquad (3-23)$$

式中：$\Delta\gamma_i$ 为统计起伏误差。

自然伽马能谱测井采用两种方法减小统计起伏的影响，一是增加低能窗（W_1，W_2）测量；二是采用数字滤波技术。

（二）自然伽马能谱刻度和谱分析

1. 自然伽马能谱测井仪的刻度

为了统一自然伽马能谱测井标准，确定式（3-19）中的系数 A_i、B_i、C_i，采用了自然伽马能谱测井刻度技术。下井仪器的刻度装置是一口特别设计的刻度井（图 3-14）。

这口井由四个层组成。顶部三层分别含有钍、铀和钾三种放射性元素，底层主要成分为混凝土。水泥井段的作用是便利下井仪器的。

放入井内和将其刻度响应值作为刻度基线。

设第 i 个能窗在 j 井段的计数率为 W_{ij}，于是可测得 15 个 W_{ij}。每一个 W_{ij} 都与 U_j、Th_j 和 K_j 有关。解以下方程组：

$$W_{i1} = A_i w(\mathrm{Th}_1) + B_i w(\mathrm{U}_1) + C_i w(\mathrm{K}_1) \qquad (\text{Th 井段})$$

$$W_{i2} = A_i w(\mathrm{Th}_2) + B_i w(\mathrm{U}_2) + C_i w(\mathrm{K}_2) \qquad (\text{U 井段})$$

$$W_{i3} = A_i w(\mathrm{Th}_3) + B_i w(\mathrm{U}_3) + C_i w(\mathrm{K}_3) \qquad (\text{K 井段})$$

可算出 15 个系数 A_i、B_i、C_i，可用于开 5 个能窗的仪器。图 3-14 是刻度曲线。

2. 自然伽马能谱解析

能谱解析是从测得的脉冲幅度谱中求钾、铀、钍在地层中的含量。把钾、铀、钍系各看成是一个整体，而不细分各放射性核素的含量。有以下几种方法。

（1）剥谱法

在混合谱中找出容易识别的核素，求出谱形，并从混合谱中扣除，然后在剩余谱中找

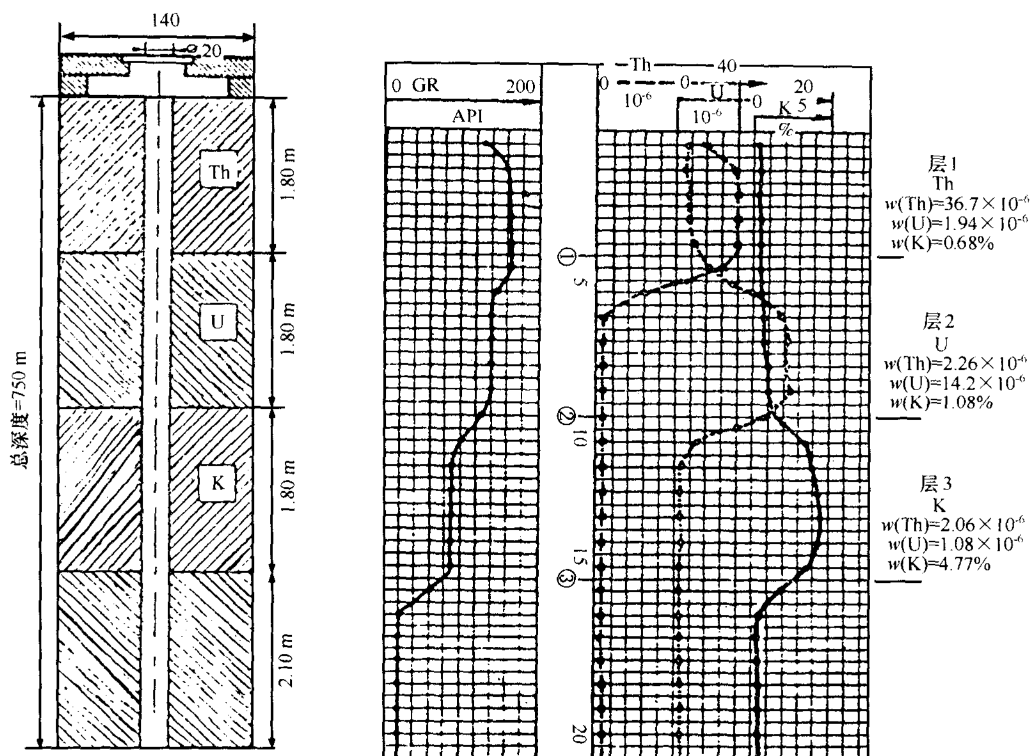


图 3-14　TUK 刻度井

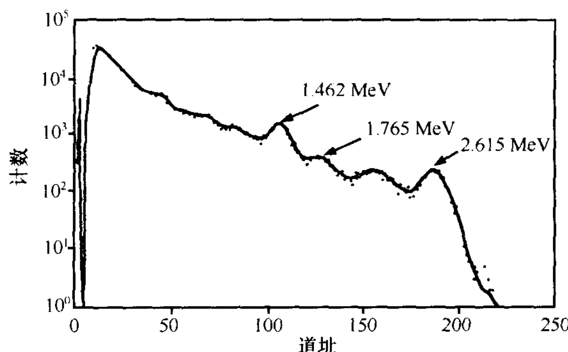


图 3-15　含钾、铀、钍的厚地层自然伽马混合谱

出第二种核素，并做同样处理，直到求出所有的核素为止。

为用剥谱法解析与图 3-15 相似的钾、铀、钍自然伽马混合谱，先要建立只含钾、铀或钍地层的自然伽马标准谱，并把混合谱看成是每种放射性元素标准谱的线性叠加。标准谱是用测井仪器在刻度井中测定的，井中的标准模块的放射性元素含量已知，刻度条件和测井时的环境尽可能接近。

解谱时，选^{40}K 的 1.46 MeV、铀系中^{214}Bi 的 1.76 MeV 和钍系中^{208}Tl 的 2.62 MeV 光电峰分别为钾、铀、钍三种放射性元素的自然伽马特征峰，并在三个特征峰下划分出三个道区（在测井工程中习惯称“能窗”），或者说卡出三个谱段。道区之间留适当的间隔，以保证高能谱段中不包含能量较低的光子的贡献，三个道区的计数率分别记为 N_1、N_2、N_3。在每个谱段由三种元素生成的计数率分别与它们的含量 K、U、Th 成正比，并可用下列线性方程组描述：

$$N_1 = a_{11}w(\mathrm{K}) + a_{12}w(\mathrm{U}) + a_{13}w(\mathrm{Th})$$
$$N_2 = a_{22}w(\mathrm{U}) + a_{23}w(\mathrm{Th})$$

$$N_3 = a_{33}w(\text{Th}) \tag{3-24}$$

式中系数 a_{ij} 是单位浓度第 j 种放射性元素在第 i 个特征道区造成的计数率，由标准谱确定。

这是一个三角形线性方程组，由最后一个方程按顺序往回递推即可求出钍、铀和钾的含量。通常，钍、铀的单位用 g/t，而钾的单位用%。因解谱时是分道区进行的，可称为道区剥谱法或道区逐次差引法。

（2）逆矩阵法

对于自然伽马混合谱，是解下列线性方程组：

$$N_1 = a_{11}w(\text{K}) + a_{12}w(\text{U}) + a_{13}w(\text{Th})$$
$$N_2 = a_{21}w(\text{K}) + a_{22}w(\text{U}) + a_{23}w(\text{Th})$$
$$N_3 = a_{31}w(\text{K}) + a_{32}w(\text{U}) + a_{33}w(\text{Th}) \tag{3-25}$$

其中符号的含义与（3－24）相同，区别在于能量较高的道区也可包含能量较低光子的贡献，即每个特征道区中都可包含钾、铀、钍三种放射源的贡献。因此，特征道区之间不需要留间隔，可较多地利用谱中的数据。

式（3－25）可写成矩阵形式：

$$N = AX \tag{3-26}$$

式中：N 为由三个特征道区的计数率组成的 3×1 阶测量矩阵；A 为 3×3 阶方阵，称为能谱测井仪各特征道区对钾、铀、钍的响应矩阵；X 为待求的由钾、铀、钍含量组成的 3×1 阶矩阵。

此时，解谱就是求上述矩阵方程的解：

$$X = A^{-1}N \tag{3-27}$$

式中 A^{-1} 是 A 的逆矩阵。

矩阵求逆要求，两种核素不能具有相同的特征峰。

（3）最小二乘逆矩阵法

剥谱法和逆矩阵法只用一个全能峰表征一种放射源，解混合谱时对钾、铀、钍各取一个特征峰。实际上，铀系和钍系均有若干个全能峰可供利用，要把可能利用的全能峰用起来，能峰道区数 m 就会大于3，这就是用最小二乘法求解的原由。实测的第 i 个能峰道区的计数率：

$$N_i = \sum_{j=1}^{3} a_{ij}x_j + \varepsilon_i \qquad i = 1,2,\cdots,m \tag{3-28}$$

式中：i 为能峰道区序号；ε_i 为混合谱第 i 道区计数率统计误差；a_{ij} 为谱仪第 i 个能峰道区对第 j 种放射性元素（钾、铀、钍）的响应系数；x_j 为第 j 种元素在地层中的含量。

用最小二乘法求解，就是使 ε_i 的平方和达到最小时求得 x_j 的最可几值，使 ε_i 的平方和对 x_j 的偏导数为零，可得到矩阵方程：

$$A^{\text{T}}AX = A^{\text{T}}N \tag{3-29}$$

式中：A 为矩阵元 a_{ij} 组成的 $m\times3$ 阶响应矩阵；X 为待求的钾、铀、钍含量组成的 3×1 阶矩阵；N 为由混合谱 m 个道区上的计数率组成的 $m\times1$ 阶矩阵。

令 $S=A^{\text{T}}A$ 和 $Y=A^{\text{T}}N$，则

$$X = S^{-1}Y \tag{3-30}$$

式中：S 为 3×3 阶矩阵；Y 为 3×1 阶矩阵。

(4) 加权最小二乘法

在前述解谱方法中，假设各个道区的计数率（或称窗计数率）具有相同的方差，实际上并非如此。对非等精度道区计数率观察值，需要用加权最小二乘法解谱。这一方法是使道区计数率统计误差 ε_i 的加权平方和最小，以求取待定的 x_j 的最可几值。此时式（3-29）中增加了一个权矩阵 W，变为

$$A^{\mathrm{T}}WAX = A^{\mathrm{T}}WN \tag{3-31}$$

W 为一对角矩阵，其第 i 个对角矩阵元 W_i 可取为

$$W_i = \frac{1}{\sigma_i^2} = \left(\frac{n_i}{T}\right)^{-1} \tag{3-32}$$

式中：σ_i 为第 i 个道区计数率 n_i 的标准误差；T 为谱数据采集时间。

由式（3-31）可求出钾、铀、钍含量矩阵：

$$X = (A^{\mathrm{T}}WA)^{-1}A^{\mathrm{T}}WN \tag{3-33}$$

解出每一深度点上地层的钾（K）、铀（U）、钍（Th）含量，就可得到随深度变化的三条曲线。测井还给出一条总计数率曲线，用 GR 表示（表示其量时，用 C_{GR}）。GR 曲线可通过直接测量总计数率经刻度得到，也可用下式算出：

$$C_{\mathrm{GR}} = Aw(\mathrm{Th}) + Bw(\mathrm{U}) + Cw(\mathrm{K}) \tag{3-34}$$

式中：A、B、C 为刻度系数；w（Th）、w（U）、w（K）分别为钍、铀和钾在地层中的含量。若除掉铀的贡献，则有

$$C_{\mathrm{GR}} = Aw(\mathrm{Th}) + Cw(\mathrm{K}) \tag{3-35}$$

称之为“无铀”自然伽马射线强度。

对自然伽马能谱测井曲线，通常要用滑动加平均公式或卡尔曼滤波法做平滑处理。

（三）环境影响

自然伽马能谱测井仪器的标准谱和解谱时用的响应矩阵是在标准刻度井中获得的。实际测井时遇到的井条件不可能与刻度井完全相同，测量和解谱结果就会受到环境影响而产生误差。环境影响及其校正方法，可通过理论计算或实验方法进行研究。

井中介质包括钻井液、套管和水泥环。若钻井液为低放射性钻井液，则井的影响主要是对来自地层的伽马射线的散射和吸收；若钻井液中含有 KCl，则钻井液柱相当于一个附加的放射源，钾的特征道区计数率会增高；当钻井液中含有重晶石时，钻井液的光电吸收效应增强，将使自然伽马谱严重变形。

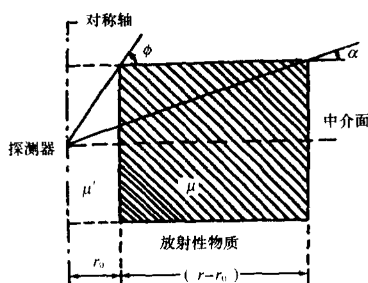


图 3-16 裸眼井模型

1. 低放射性钻井液井环境影响

为简化计算，考虑图 3-16 所示的裸眼井模型。井眼和地层为同轴正圆柱体，井内钻井液无放射性，地层在探测范围内构成一圆环状放射源，源强密度为 M，光子能量为 E_γ，地层和钻井液对光子的线性吸收系数分别为 μ 和 μ'，点状探测器置于井轴与地层中介面的交点上，并只记录能量在 E_γ 附近的光子。图中 r_0 为井眼半径，$r-r_0$ 是圆环状放射源的径向厚度，ϕ 和 α 分别为从观察点到环境源内、外边线的垂线与地层顶面的夹角。此时，点状探测器的计数率应为

$$J = \frac{\varepsilon M}{\mu}[F(\phi,\nu_1) - H(\phi,\nu_1,\nu_2) + H(\alpha,\nu_2,\nu_3) - F(\alpha,\nu_4)] \qquad (3-36)$$

式中：

$$\nu_1 = \mu' r_0;\nu_2 = \mu r_0 \tan\phi;\nu_4 = \mu' r_0 + \mu(r - r_0)$$

$$F(\phi,\nu_1) = \int_0^{\phi}\cos\phi\exp(-\nu_1\sec\phi)\,d\phi;$$

$$F(\alpha,\nu_4) = \int_0^{\alpha}\cos\phi\exp(-\nu_4\sec\phi)\,d\phi;$$

$$H(\phi,\nu_2,\nu_3) = \int_0^{\phi}\cos\phi\exp(-\nu_2\csc\phi + \nu_3\sec\phi)\,d\phi;$$

$$H(\alpha,\nu_2,\nu_3) = \int_0^{\alpha}\cos\phi\exp(-\nu_2\csc\phi + \nu_3\sec\phi)\,d\phi$$

若令

$$K = F(\phi,\nu_1) - H(\phi,\nu_2,\nu_3) + H(\alpha,\nu_2,\nu_3) - F(\alpha,\nu_4) \qquad (3-37)$$

而 $J_0 = \varepsilon M/\mu$，所以有

$$J = KJ_0 \qquad (3-38)$$

地层的径向伸展与厚度相比总可视为无限大，即 $\alpha = 0$，并使式（3-37）后两项等于零，则

$$K = F(\phi,\nu_1) - H(\phi,\nu_2,\nu_3) \qquad (3-39)$$

即

$$K = \int_0^{\phi}\cos\phi\exp(-\nu_1\sec\phi)\,d\phi + \int_0^{\phi}\cos\phi\exp(-\nu_2\csc\phi + \nu_3\sec\phi)\,d\phi \qquad (3-40)$$

若地层厚度与井眼半径相比可看成无限厚时，$\phi = \pi/2$，所以有

$$K = \int_0^{\pi/2}\cos\phi\exp(-\nu_1\sec\phi)\,d\phi \qquad (3-40')$$

当 $\nu = 0$ 时，$K = 1$，$J = J_0$。此时无井眼影响。

2. 氯化钾和重晶石钻井液的影响

钻井液中加入3%～5%的氯化钾，对泥岩的冲蚀作用可明显降低。但是，钾的放射性可使自然伽马测井受到干扰，表现为：①总计数率增高；②钾特征峰道区计数率明显增高；③能量低于1.46 MeV的道区计数率增高；④解谱结果钾含量异常的高，铀含量偏低，钍含量偏高，各种比值不正常。而重晶石钻井液能使低能道区计数率明显降低。

氯化钾和重晶石钻井液对测量结果的影响均可用蒙特卡罗方法进行研究。

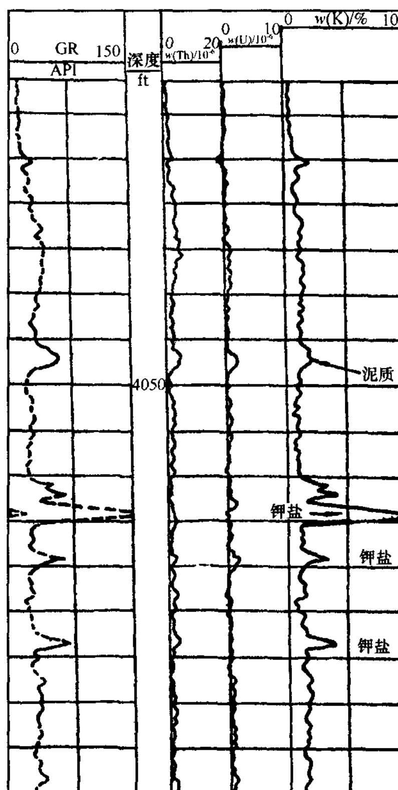


图3-17　区分泥质地层和钾盐层

1ft = 0.3048 m

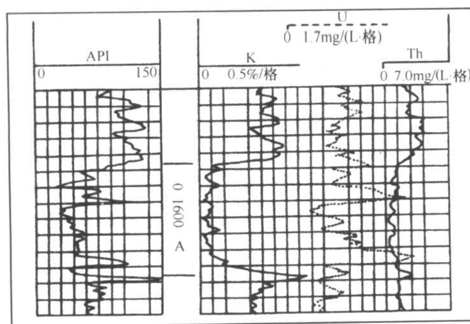


图 3－18 铀含量高的渗透性地层

（四）自然伽马能谱测井的用途

地层岩石中，钍、铀、钾含量的资料有广泛的用途。不仅在石油勘探开发中，在煤田勘探、地热研究中都是十分有价值的资料。无论单独使用，还是与其他测井资料综合使用都有明显的效果。

1. 区别泥质地层和钾盐层

在自然伽马测井曲线上，泥质地层和钾盐层都是高值显示，但泥质层的钾含量明显低于钾盐层；钾盐层的钍含量近于零、曲线平直无变化。同时，铀含量曲线也有类似的反映；而钾含量曲线类似于总自然伽马曲线（图 3－17）。

图 3－18 中 1600 ft 和 1638 ft（1ft＝0.3048 m）处，自然伽马曲线上显示两个尖峰，似乎应为两个薄泥岩石，但在自然伽马测井曲线中 K、Th 两条曲线无显示，而在 U 曲线显示两个尖峰，与自然伽马曲线吻合。这表明这里不是泥岩层，应为一渗透层，并在该深度处 U 的含量较高，可能是溶有 U 的水运移中沉淀下来。

2. 判断砂–泥岩剖面的岩性

泥岩的特征是 Th、K 的含量高，而 U 的含量低；砂岩的基本特征是三种元素的含量都比较低。

图 3－19 是砂泥岩剖面自然伽马能谱测井曲线和解释结果。

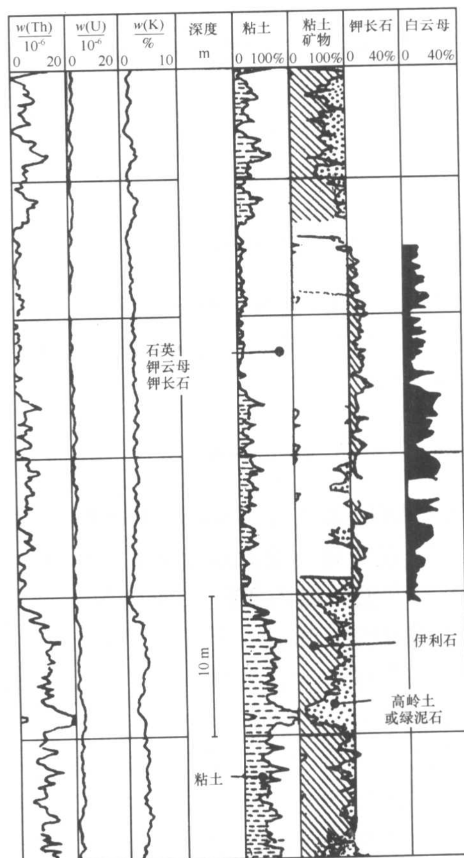


图 3－19 砂泥岩剖面自然伽马能谱解释

3. 碳酸盐岩研究

自然伽马测井不能用于计算碳酸盐岩的泥质含量。因为铀使自然伽马射线增加，而碳酸盐岩是可能含铀的。

纯化学沉积的碳酸盐岩，基本上不含钍和钾。如果它的铀含量也近似为零，那么这种岩石是在氧化环境下形成的；如果铀含量曲线呈现明显的幅度变化，那么这种碳酸盐岩可能为以下两种情况之一：①还原环境下形成。这种环境有利于有机质的储存，并转变成烃。②如果碳酸盐岩颗粒比较细、孔隙度低，那么它可能有裂缝。裂缝中充填有铀、有机质或粘土矿物。当然，铀峰的出现也可能是磷的反应。

碳酸盐岩含粘土时，钍、铀和钾一起存在，自然伽马能谱测井曲线上有明显的幅度反应。有机藻类的碳酸盐岩或含海绿石的碳酸盐岩有明显的钾异常。铀异常可有也可能没有。

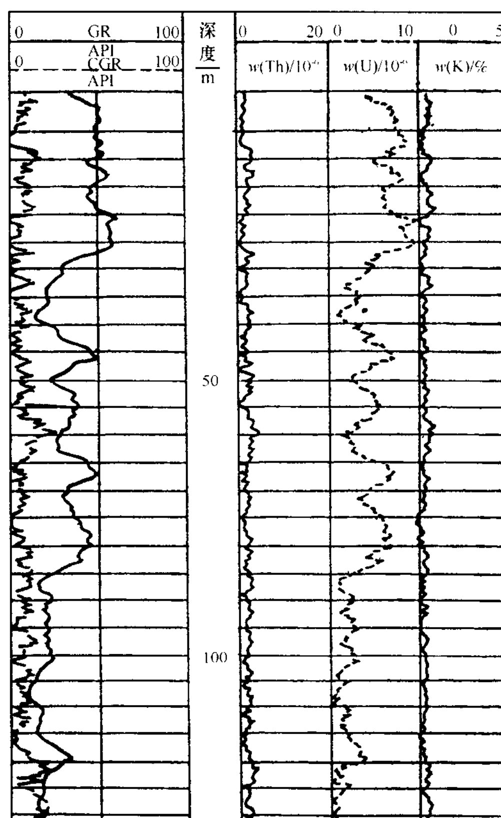


图 3－20　碳酸盐岩自然伽马能谱测井曲线

碳酸盐岩的自然伽马能谱测井实例见图 3－20。它表明，碳酸盐岩的自然放射性是铀引起的。

4. 识别火成岩的种类

自然伽马能谱测井有助于识别火成岩的种类。为了提高准确度，应有其他测井资料，其中最有意义的是密度和声速。图 3－21 是钍-铀交会图识别主要火成岩的例子。

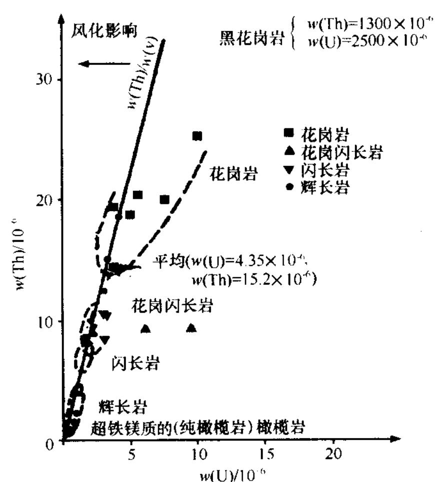


图 3－21　钍-铀交会图

5. 自然伽马能谱测井研究地质问题

在还原条件下，地下热水沿裂缝流动，会使铀盐、铀沉淀下来。所以，通过铀峰可以识别裂缝。要注意，裂缝被充填后，也可能出现铀峰。因此，应和其他测井方法配合使用，正确判断裂缝。

实际经验证明，$w(\mathrm{Th})/w(\mathrm{U})$ 可用于判断沉积环境：

$w(Th)/w(U)>7$，陆相氧化环境；

$w(Th)/w(U)<7$，海相沉积；

$w(Th)/w(U)<2$，海相黑色页岩。

而 $w(Th)/w(K)$ 可检查地层岩石的接触关系。当沉积条件急剧改变形成不整合时，$w(Th)/w(U)$ 的平均值会突然变化（图3－22）。这种不整合不能用其他测井曲线识别。

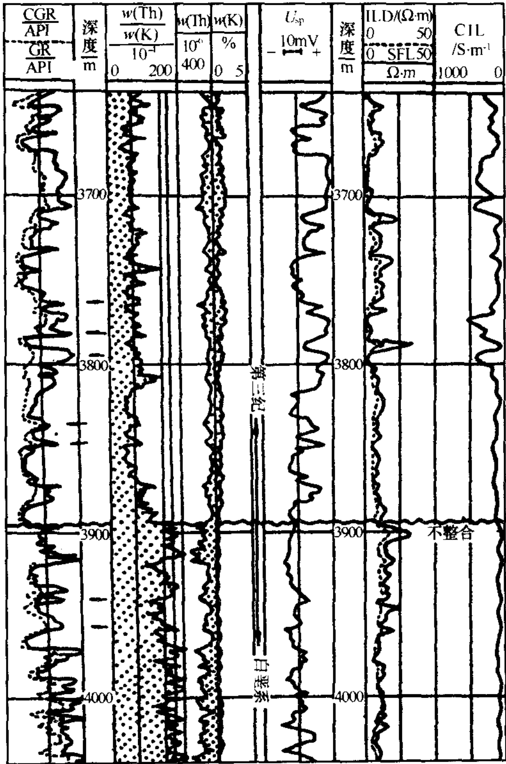


图3－22 自然伽马能谱识别地层接触关系

1ft＝0．3048 m

6. 寻找有机碳和烃的埋藏位置

有机质和铀的关系十分密切，经过岩心资料刻度后，使用铀含量曲线可以很好地估计有机碳的含量，确定含烃的井段。

第二节 散射伽马测井

散射伽马测井，或称伽马–伽马测井是根据康普顿效应及光电效应测定地层密度和岩性的测井方法。测井时，用仪器在井眼中测量由点源发射再经地层散射进入探测器灵敏体积的伽马射线，分析散射伽马射线的能谱，计算地层密度和岩性参数。早期的仪器只能测定地层密度，故称为密度测井；后来增加了鉴别岩性的功能，改称岩性密度测井。岩性密度测井主要反映地层中元素的原子序数，故也称为Z密度测井。

一、矿物和岩石对伽马射线的散射与吸收

（一）矿物和岩石的康普顿散射线性衰减系数和电子密度指数

1. 原子的康普顿散射截面和荷质比

原子的康普顿散射截面 σ_c 为

$$\sigma_c = Z\sigma_{c,e} \tag{3-41}$$

式中：Z 为原子序数；$\sigma_{c,e}$为电子的散射截面。

若矿物是由一种原子组成的，它的散射线性衰减系数（宏观散射截面）为

$$\mu_c = N\sigma_c \tag{3-42}$$

式中：N 为每立方厘米该种矿物中的原子数。

μ_c 的计算公式是

$$\mu_c = \frac{N_A\rho Z}{A}\sigma_{c,e} = \sigma_{c,e}N_A(\frac{Z}{A})\rho \tag{3-43}$$

式中：N_A 为阿伏加德罗常数；ρ 为密度；Z/A 为荷质比。

若用 n_e 表示电子密度，即每立方厘米物质中的电子数，则有

$$n_e = \frac{ZN_A}{A}\rho \tag{3-44}$$

电子密度是个很大的数，为使用方便定义一个与它成正比的参数，即电子密度指数：

$$\rho_e = \frac{2n_e}{N_A} = 2(\frac{Z}{A})\rho \tag{3-45}$$

若荷质比可近似看作常数，则测出电子密度指数就能确定体积密度。

表 3-1 列出几种元素的相对原子质量 A、原子序数 Z 和两倍荷质比的数值。由表可知，除氢以外，其他元素的 2（Z/A）近似为 1，所以 $\rho_e \approx \rho$。

表 3-1　2（Z/A）数值表

元素	A	Z	2（Z/A）
H	1.0079	1	1.9843
C	12.011	6	0.9991
O	15.999	8	1.0000
Na	22.9898	11	0.9569
Mg	24.305	12	0.9875
Al	26.9815	13	0.9636
Si	28.085	14	0.9970
S	32.06	16	0.9981
Cl	35.453	17	0.9590
K	39.039	19	0.9734
Ca	40.05	20	0.9988

2. 矿物的电子密度和电子密度指数

一个分子的电子数为

$$m_e = \sum n_i Z_i \tag{3-46}$$

式中：Z_i 为分子中第 i 种原子的原子序数；n_i 为第 i 种原子的原子数。

由一种化合物组成的矿物，其电子密度为

$$n_e = \frac{N_A \sum n_i Z_i}{M}\rho \tag{3-47}$$

式中：M 为该化合物的摩尔质量。

电子密度指数为

$$\rho_e = \frac{2n_e}{N_A} = \frac{2\sum n_i Z_i}{M}\rho \tag{3-48}$$

与式（3-45）类似，若比值（$\sum n_i Z_i$）$/M$ 近似为常数，测出电子密度指数就能确定其体积密度。

表 3-2 给出一些矿物的有关数值。由此可见，式（3-48）左端的系数也近似为 1，电子密度指数 ρ_e 在数值上与体积密度 ρ 近似相等。

表 3-2　密度数据

矿　物	分子式	密度/（$g\cdot cm^{-3}$）	$2(\sum n_i Z_i)/M$	电子密度指数	视密度/（$g\cdot cm^{-3}$）
石　英	SiO_2	2.654	0.9985	2.650	2.648
方解石	$CaCO_3$	2.710	0.9991	2.708	2.710
白云石	$CaMg(CO_3)_2$	2.870	0.9977	2.863	2.977
硬石膏	$CaSO_4$	2.960	0.9990	2.957	2.977
钾　盐	KCl	1.984	0.9657	1.916	1.863
岩　盐	$NaCl$	2.165	0.9581	2.074	2.032
石　膏	$CaSO_4\cdot 2H_2O$	2.320	1.0222	2.372	2.351
无烟煤		1.400 1.800	1.030	1.442 1.852	1.355 1.796
烟　煤		1.200 1.500	1.060	1.272 1.590	1.173 1.514
淡　水	H_2O	1.000	1.1101	1.110	1.000
矿化水①	$H_2O+NaCl$	1.146	1.0797	1.237	1.135
原　油		0.850	1.1407	0.970	0.850
甲　烷	CH_4	$\rho(CH_4)$	1.247	$1.247\rho(CH_4)$	$\rho_a(CH_4)$②
天然气	$C_{1.1}H_{4.2}$	ρ(天然气)	1.238	1.238ρ(天然气)	ρ_a(天然气)③

①矿化度 2.0×10^5 mg/L；②甲烷的视密度 $\rho_a(CH_4)=1.335\rho(CH_4)-0.188$；③天然气的视密度 ρ_a(天然气) = 1.325ρ(空气) -0.188。

（二）矿物和岩石的光电吸收系数和光电吸收指数

1. 矿物的光电吸收系数和光电吸收指数

一个原子的光电吸收截面 σ_{ph} 大约与原子序数 Z 的 5 次方成正比，且随光子能量 E 的减小而迅速增大。测井常见元素原子的光电吸收截面近似为

$$\sigma_{ph} = kE^{-3.15}Z^{4.6} \tag{3-49}$$

式中：k 为常数，其数值由光子能量和截面的单位而定。

每个电子的平均光电吸收截面为

$$\sigma_e = \frac{\sigma_{ph}}{Z} = kE^{-3.15}Z^{3.6} \tag{3-50}$$

考虑到岩性密度测井鉴别岩性时选用的道区很窄，能量也可以看作常数，则有

$$\sigma_e \propto Z^{3.6} \tag{3-51}$$

若矿物由单一元素组成，且其电子密度为 n_e，则其线性光电吸收系数为

$$\mu_{ph} = n_e \sigma_e \propto Z^{3.6} \tag{3-52}$$

定义岩性指示参数 P_e，称为光电吸收指数，有

$$P_e = \left(\frac{Z}{10}\right)^{3.6} \tag{3-53}$$

它与 σ_e 和 μ_{ph} 成正比。线性光电吸收系数和 P_e 是可以测量的。

当矿物由化合物组成时，其分子的光电吸收截面为

$$\sigma_m = kE^{-3.15} \sum_{i=1}^{m} n_i Z_i^{4.6} \tag{3-54}$$

电子数为 $\sum n_i Z_i$，每个电子的平均截面为

$$\sigma_e = kE^{-3.15} \frac{\sum n_i Z_i^{4.6}}{\sum n_i Z_i} \tag{3-55}$$

此时，有

$$P_e = 10^{-3.6} \frac{\sum n_i Z^{4.6}}{\sum n_i Z_i} = \left(\frac{\overline{Z}}{10}\right)^{3.6} \tag{3-56}$$

式中：$\overline{Z}$ 为等效原子序数。

例如，水分子式为 H_2O，它的光电吸收指数为

$$P_e = [(2 \times 1 + 1 \times 8^{4.6})/(2 \times 1 + 1 \times 8)]/10^{3.6} = 0.385$$

使用体积模型，定义另一个岩性参数 U，称为体积光电吸收系数，有

$$U = (2/N_A)\mu_{ph} = \rho_e(\mu_{ph}/n_e) = \rho_e P_e \tag{3-57}$$

式中：N_A 为阿伏加德罗常数；ρ_e 为电子密度指数；n_e 为电子密度。

对淡水来说，U 参数等于 $\rho_e \times P_e = 0.358 \times 1.110 = 0.397$。表 3－3 中列出几种矿物的密度和岩性参数。

表 3－3 密度和岩性参数

矿　物	密度/（$g \cdot cm^{-3}$）	ρ_e	$(2/N_A)\ \mu_{ph}/cm^{-1}$
石英	2.65	1.81	4.80
方解石	2.71	5.05	13.68
白云石	2.87	3.14	8.99
硬石膏	2.96	5.08	15.02
盐岩	2.165	4.65	9.64
淡水	1.00	0.35	0.39
烃类	<1	<0.12	<0.12
盐水（100000 mg/L）	1.146	1.2	1.48

可以看出，石英、方解石、白云石的密度差别不大，P_e 和 U 参数差别很大。

2. *地层的光电吸收系数和光电吸收指数*

地层的光电吸收系数决定于组成它的矿物，含淡水纯地层的光电吸收系数为

$$\mu_{ph} = \mu_{ma}(1 - \varphi) + \mu_f \varphi \tag{3-58}$$

式中：μ_{ma}、μ_f 分别为纯岩石骨架矿物和流体的光电吸收系数；φ 为孔隙度。

地层的体积光电吸收系数为

$$U = U_{ma}(1 - \varphi) + U_1\varphi \tag{3-59}$$

或

$$P_e\rho_e = P_{ma}\rho_{ema}(1 - \varphi) + P_f\rho_{ef}\varphi \tag{3-60}$$

而

$$\rho_e = \rho_{ema}(1 - \varphi) + \rho_{ef}\varphi \tag{3-61}$$

以淡水砂岩为例，$\rho_{ema}=2.65$，$\rho_{ef}=1.110$，$P_{ma}=1.81$，$P_f=0.358$，故有

$$U = 4.80(1 - \varphi) + 0.397\varphi \tag{3-62}$$

$$\rho_e = 2.65(1 - \varphi) + 1.11\varphi \tag{3-63}$$

$$P_e = U/\rho_e \tag{3-64}$$

孔隙度变化时，得下列计算值：

$\varphi=0$， $\varphi=30\%$，

$U=4.80$， $U=4.80\times0.7+0.397\times0.3=3.479$，

$\rho_e=2.65$， $\rho_e=2.65\times0.7+1.11\times0.3=2.188$，

$P_e=4.80/2.65=1.81$， $P_e=U/\rho_e=1.59$。

由此可见，当孔隙度变化时，岩性参数变化很小，这对识别岩性有利。

（三）伽马射线物质的作用

由伽马射线源放出的伽马射线，其能量范围为几百电子伏到几兆电子伏。当高能伽马射线穿过物质时，与物质发生相互作用，通常会产生三种效应，即电子对效应、康普顿散射和光电效应。现分述如下。

1）电子对效应。当能量大于 1.02 MeV 的伽马射线穿过原子核附近时，在原子核库仑场的作用下形成一对正、负电子，伽马射线本身被吸收，这种过程称为电子对效应。伽马射线穿过单位距离的物质时，由于电子对效应使其强度减弱，用吸收系数 k 表示。经验表明 k 与原子序数 Z 的平方成正比。

2）康普顿散射。当伽马射线的能量中等时，伽马射线与原子中的电子发生碰撞，把一部分能量传给电子，使电子沿某一方向射出，损失了部分能量的伽马射线沿另一方向射出（图 3-23），这种效应为康普顿散射，碰撞后射出的电子叫作康普顿电子。由于康普顿散射引起伽马射线的吸收，用散射系数 σ 表示。σ 与原子序数成正比，即与原子的电子数成正比，由此得出散射系数 σ 与岩石中的电子密度成正比，这就是密度测井的理论依据。

3）光电效应。伽马射线光子的能量 E_γ 低于 1.02 MeV 时，低能量的伽马射线与原子

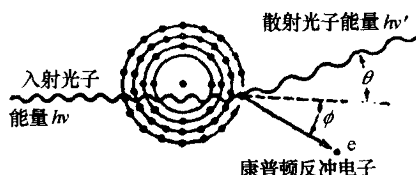


图 3-23　康普顿散射过程及其几何关系

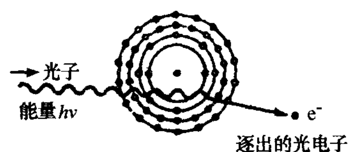


图 3-24　光电过程示意图

核的电子层发生作用时，把全部能量传给电子，使电子脱离电子层成为自由电子，伽马射线本身被吸收，这种效应叫作光电效应。打出的电子称为光电子（图3－24）。在单位长度上由光电效应使伽马射线被吸收用吸收系数 τ 表示，吸收系数 τ 与原子序数有关，如下式：

$$\tau = 12.1\frac{Z^{4.6}}{(E_{\gamma})^{3.15}}$$

式中：E_{γ} 为伽马射线能量；Z 为原子序数。

岩性密度测井以此为理论依据。

二、密度测井和岩性密度测井

（一）普通密度测井仪

较早使用的密度测井仪的下井仪如图3－25所示。伽马源和探测器紧贴井壁，使伽马源发射的伽马射线直接进入地层，探测器也只能测量来自地层的散射伽马射线。

密度测井使用的伽马源是铯^{137}Cs 和钴^{60}Co。^{137}Cs 发射的伽马射线能量为0.66 MeV；^{60}Co 发射的伽马射线能量为1.17 MeV 和1.33 MeV，这样的伽马射线在地层中不会形成电子对。

密度测井仪使用的探测器，只能测量一定能量以上的伽马射线。这时，还不会产生光电效应。

式 $I = I_{0}e^{-\varphi\rho_{b}L}$表明，散射伽马射线强度随 L（伽马源到探测器之间的距离，亦称源距）的增加而减少（图3－26）。当源距一定时，散射伽马射线强度与地层体积密度的关系与 L 有关。当 L 较小时，体积密度大的地层有较强的散射伽马射线强度；而 L 大时，体积密度大的地层则形成较弱的散射伽马射线。这是因为密度大的地层，散射次数多，在伽马源附近就有大量的散射伽马射线形成。如果探测器就在源的附近，势必测到高强度的散射伽马射线。如果探测器离源的距离较大，散射伽马射线还要移动较远的距离，才可能到达探测器，这就必然增加散射次数，伽马射线能量必将进一步降低而被吸收，探测器测到的伽马射线强度就比较低了。

密度测井的探测深度不大，一般认为不大于0.15 m。当然，这也不是绝对的。随伽马源、源距、地层岩石性质不同而有所改变。由于密度测井的探测深度小，只能反映侵入带的地层，并且受泥饼的影响严重，为此设计了双源距补偿密度测井仪。

（二）双源距补偿密度测井仪

双源距补偿密度测井下井仪主要由伽马源和两个不同位置的探测器组成，两个探测器分别称为长源距探测器和矩源距探测器。其测井结果是仪器探测范围内，地层-泥饼和原状地层的加权平均值。这样：

对长源距探测器，$\rho_{aL} = k_{L}\ (\rho_{m}c)_{a} +\ (1 - k_{L})\ \rho_{b}$ （3－65）

对短源距探测器，$\rho_{aS} = k_{S}\ (\rho_{m}c)_{a} +\ (1 - k_{S})\ \rho_{b}$ （3－66）

其中：ρ_{aL}、ρ_{aS}分别为长、短源距探测器测得的地层视密度；$(\rho_{mc})_{a}$ 为泥饼视密度；k 为由泥饼厚度 h_{mc}、泥饼视密度与地层密度之差的绝对值 $|(\rho_{mc})_{a} - \rho_{b}|$、视源距 L_{a} 等决定的常系数，其相互关系可由下式表示：

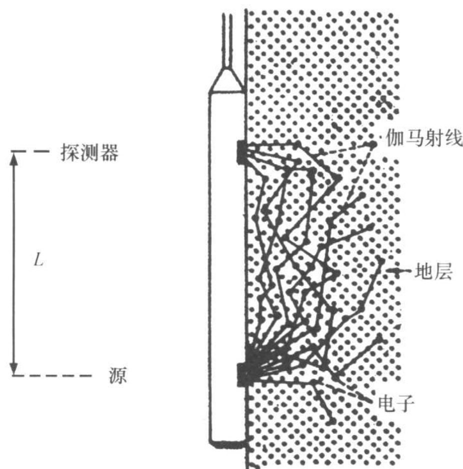


图 3-25　普通密度测井仪

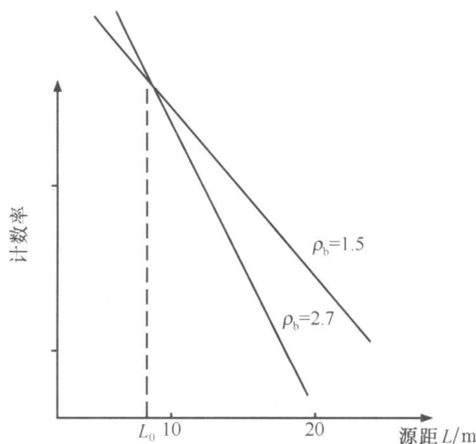


图 3-26　射线强度与源距关系

$$k = 1 - c\frac{-h_{mc}\,|\,(\rho_{mc})_a - \rho_b\,|}{gL_a} \tag{3-67}$$

L_a 为真源距 L 与零源距 L_0 之差 $L_a = L - L_0$，称为视源距；g 为由探头结构决定的常数；L_0 为零源距。

采用零源距时，测得的散射伽马强度与地层的体积密度无关。对式（3-65）、（3-66）消去 $(\rho_{mc})_a$，得到：

$$\rho_b = \rho_{aL} + \frac{1}{K}(\rho_{aL} - \rho_{aS}) \tag{3-68}$$

其中：$K = \frac{k_S}{k_L} - 1$。

式（3-68）表明，使用长、短源距补偿密度测井可消去泥饼的影响。

若令

$$\frac{1}{K}(\rho_{aL} - \rho_{aS}) = \Delta\rho \tag{3-69}$$

则

$$\rho_b = \rho_{aL} + \Delta\rho \tag{3-70}$$

式 3-70 说明，为了得到地层密度，可用长源距探测器测得的密度加上校正项 $\Delta\rho$。实际的补偿度测井仪可同时记录 ρ_b 和 $\Delta\rho$ 两条曲线。

补偿密度测井利用基本方程计算地层的密度。下面由吸收方程推出基本方程。对吸收方程 $I = I_0 e^{-c\rho L}$ 取对数，并用计数率 N 代替强度 I，视源距 L_a 代替源距 L，则有

$$\ln N = \ln N_0 - c\rho L_a \tag{3-71}$$

令 $A = \frac{d\ln N}{d\rho} = -cL_a$，称为仪器灵敏度。从而

$$d\rho = \frac{1}{A}d\ln N \tag{3-72}$$

则

$$\rho = \frac{1}{A}\ln N - B \tag{3-73}$$

仿式（2－72）。ρ_L、ρ_S 可写为

$$\rho_L = \frac{1}{A_L}(\ln N_L - B_L) \tag{3-74}$$

$$\rho_S = \frac{1}{A_S}(\ln N_S - B_S) \tag{3-75}$$

把式（3－74）、（3－75）两式代入式（3－68），得到补偿密度测井的基本方程：

$$\rho_b = \frac{1}{A_L}(\ln N_L - B_L) + \frac{1}{K}\left[\frac{1}{A_L}(\ln N_L - B_L) - \frac{1}{A_S}(\ln N_S - B_S)\right] \tag{3-76}$$

其中：A_L、A_S、B_L、B_S 为通过仪器刻度得出的常数。

把 k 的表示式代入 K 中：

$$K = \frac{g_L L_{aL}}{g_S L_{aS}}\left[1 - \frac{1}{2}h_{mc}\mid(\rho_{mc})_a - \rho_b\mid \cdot \left(\frac{1}{g_S L_{aS}} - \frac{1}{g_L L_{aL}}\right)\right] - 1 \tag{3-77}$$

若 $h_{mc} \cdot \mid (\rho_{mc})_a - \rho_b \mid \cdot \left(\frac{1}{g_S L_{aS}} - \frac{1}{g_L L_{aL}}\right) \leqslant 1$，则 K 为常数：

$$K = K_0 = \frac{g_L L_{aL}}{g_S L_{aS}} - 1 \tag{3-78}$$

基本方程指出，根据长、短源距计数率，可唯一地求出地层密度 ρ_b，且不受泥饼影响。为避免繁琐的计算，常按照基本方程（3－76），结合仪器刻度得出的 A_L、A_S、B_L、B_S，绘制解释图版——脊肋图（图3－27）。图版的纵坐标是 N_L，横坐标是 N_S。使用时，根据 N_L、N_S，在图上找到交点。交点如果落在中间的脊线上，表明该地层没有泥饼。交点如果位于两旁的肋线上，表明有泥饼存在。地层的密度可按肋线与脊线交点的位置读出，不必再对泥饼进行校正。现在，补偿密度测井的地面仪器中，一般都装有计算装置，能自动完成泥饼校正计算，得出地层的密度值。图3－28 是补偿密度测井曲线的实例。

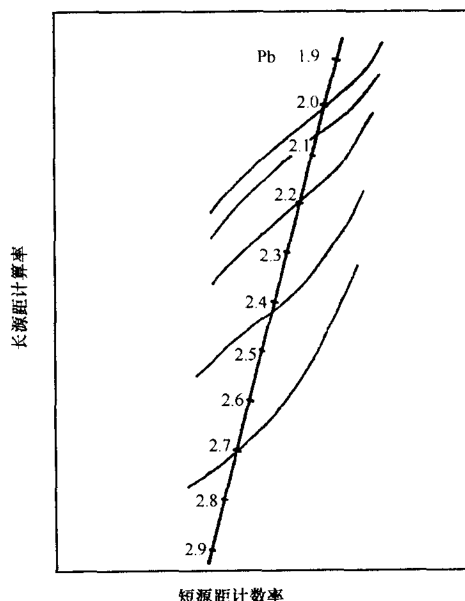


图3－27　密度测井脊肋图

（三）岩性－密度测井仪

岩性－密度测井仪，使用强度为 $1.5\times3.7\times10^{10}$ Bq（1.5Ci）的铯源（^{137}Cs），也用长、短源距探测器（或称远、近探测器）测量伽马射线强度。其中长源距探测器的测量结果与地层的体积密度和光电吸收指数有关，短源距探测器的测量结果与地层的体积密度有关。经过地面仪器计算处理，可得到地层体积密度 ρ_b 和光电吸收指数 ρ_e（或体积光电吸收指数 U）两条曲线（图3－29）。

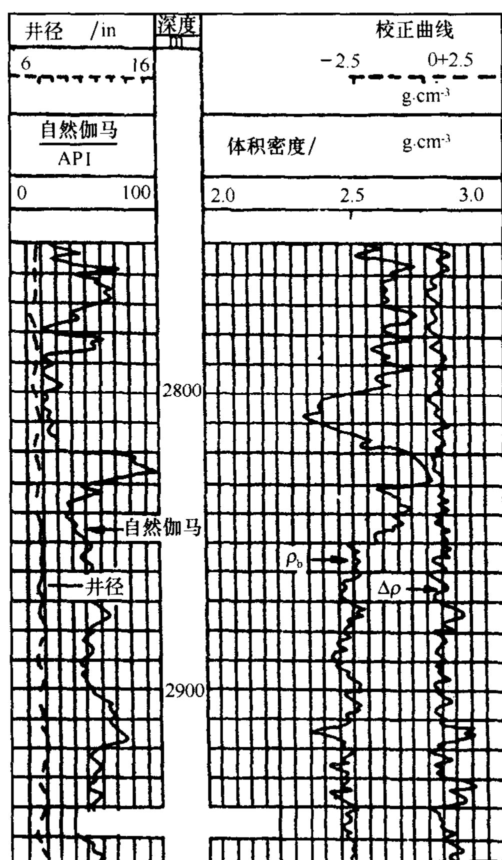


图 3－28　补偿密度测井曲线

三、密度测井的应用

密度测井是三种孔隙度测井方法之一，它的主要用途是确定地层孔隙度。为此，先要了解地层密度的影响因素。

（一）地层的体积密度

地层体积密度是地层中各种组成部分的加权平均值，即地层密度与各种矿物成分的密度和百分含量有关。如果地层有孔隙的话，还与孔隙中各种流体的密度和百分含量有关。为正确解释密度测井结果，要特别注意以下三个方面。

1. 泥质

干粘土的密度近似于石英，可看作地层骨架，这对地层孔隙度的计算是方便的。当泥质的密度与地层组成成分的密度相差较大时，则地层的体积密度为下式所示：

$$\rho_{bc} = \rho_b + V_{sh}(\rho_{ma} - \rho_{sh}) \quad (3-79)$$

式中：ρ_{bc}为经泥质校正后的体积密度；ρ_b为测井得到的体积密度；ρ_{ma}为骨架密度；ρ_{sh}为泥质密度；V_{sh}为泥质的百分含量。

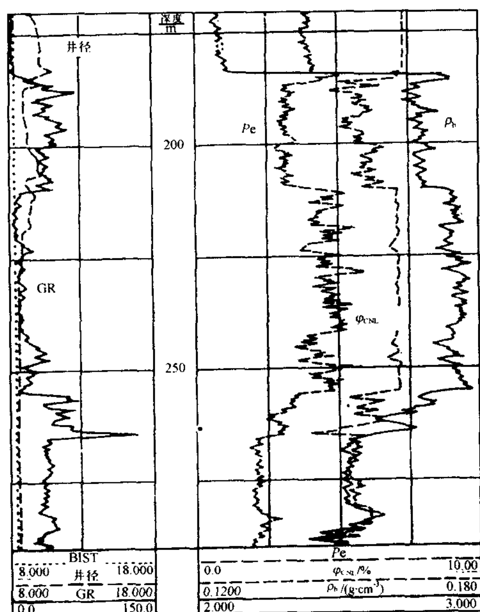


图 3－29　岩性密度测井曲线

2. 水

渗透性地层的侵入带内，主要是泥浆滤液。它的密度随压力和温度改变，并是矿化度的函数。

3. 烃

烃，特别是天然气的密度低于水。这就意味着，同样的地层，当其含气时，表现出低密度，计算的孔隙度将大于含水地层孔隙度。这时，应进行含烃，特别是含气校正。如果以 $\Delta\rho_{bh}$ 表示烃引起的密度变化，则有

$$\rho_b = \rho_{bc} + \Delta\rho_{bh} \tag{3-80}$$

其中：ρ_{bc} 为烃校正后的体积密度。

$$\Delta\rho_{ph} = -1.07\varphi S_{hr}(C_{mf}\rho_{mf} - C_h\rho_h) \tag{3-81}$$

式中：φ 为孔隙度；S_{hr} 为冲洗带残余烃饱和度；C_{mf} 为泥浆滤液的电子密度系数；C_h 为烃的电子密度系数；P_h 为烃密度；ρ_{mf} 为泥浆滤液的密度。

（二）密度测井资料计算地层孔隙度

按照地层体积密度为其各组成成分的加权平均值的概念，可直接写出：

$$\rho_b = \varphi\rho_f + (1-\varphi)\rho_{ma} \tag{3-82}$$

而

$$\rho_f = S_{kr}\rho_h + S_{xo}\rho_{mf} \tag{3-83}$$

$$\rho_{ma} = \sum_{i=1}^{n} V_i\rho_{mai} \tag{3-84}$$

$$S_{hr} + S_{xo} = 1 \tag{3-85}$$

$$\varphi + \sum_{i=1}^{n} V_i = 1 \tag{3-86}$$

为清楚起见，式（2-81）可改写为

$$\varphi_D = (\rho_{ma} - \rho_b)/(\rho_{ma} - \rho_f) \tag{3-87}$$

式中：S_{xo} 为侵入带含水饱和度；ρ_{mai}、V_i 为第 i 种矿物成分的密度和相对体积；n 为地层中，矿物成分的种类。

利用密度测井资料计算地层孔隙度时，根据地层的岩性成分，查相关图表得到 ρ_{ma} 和 ρ_f 值，由式（3-87）计算孔隙度。

现在，密度测井常和其他测井组合使用，以求得更多的地质参数。例如判断岩性，沉积相研究，确定地层的强度参数，解释地震剖面。

（三）岩性-密度测井识别岩性

1）如果岩石骨架由两种矿物成分组成，可用图 3-30 的 $\rho_b - P_e$ 图确定地层孔隙度和有关组分的质量分数（%）。图中有三条竖线，分别为石英（Q）、白云岩（D）和方解石（C）。横线为等孔隙度线，孔隙度的范围为 0～50%。如果是单一骨架矿物的岩石，由 ρ_b

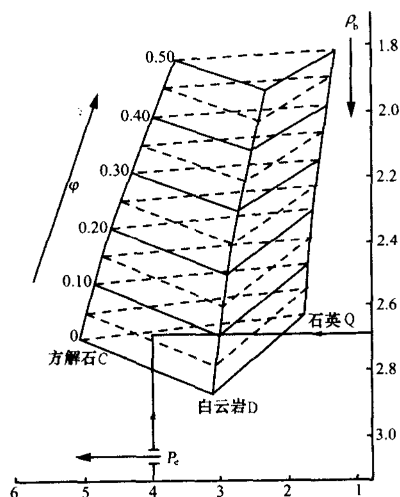


图 3-30　确定岩石骨架成分和孔隙度的 $P_e - \rho_b$ 图

和 P_e 确定的点子应落在相应的纵线上或横线上的附近，并可由孔隙度线上得出孔隙度值。如果是已知两种骨架矿物构成的岩石，可根据 ρ_b 和 ρ_e 确定点子的位置，得出相应两种矿物的质量分数（%）及其孔隙度。例如，已知岩石骨架为白云岩和方解石，由岩性密度曲线得出 $\rho_b = 2.68\ g \cdot cm^{-3}$，$P_e = 4.0$，由 ρ_b 和 P_e 确定点的位置得出孔隙度 $\varphi = 6\%$，该点位于 C 线和 D 线中间，故得出方解石、白云岩的含量各为 50%。

2）如果岩石由三种骨架矿物组成，可用三矿物分析图（图 3－31），确定各矿物的含量。如果已知 P_{maa} 和 U_{maa} 的值，插入图即可确定矿物的含量。例如，已知 $\rho_{maa} = 2.75 U_{naa} = 8.1$，由图得出石英含量 40%，方解石含量 20%，白云岩含量 40%。

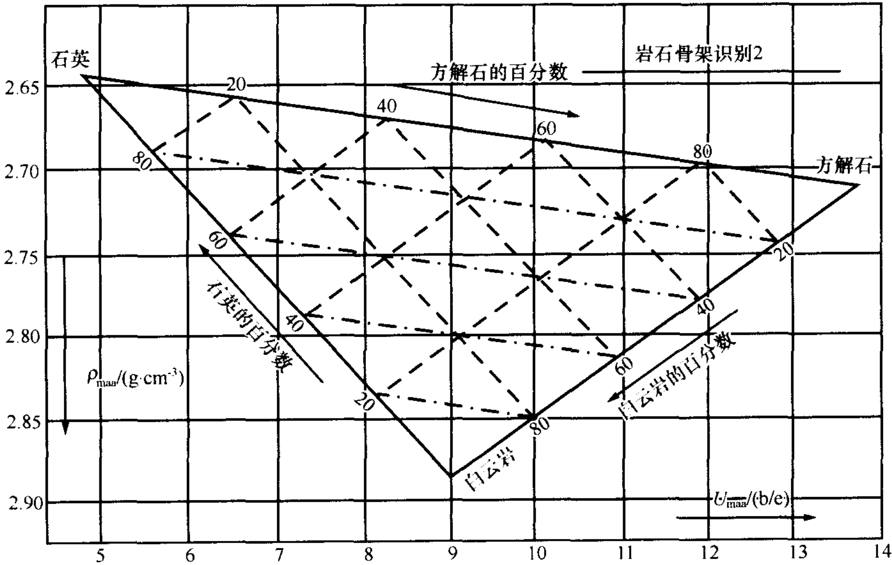


图 3－31　三矿物分析图

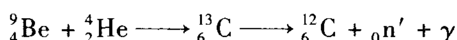
第三节　中子测井

本节介绍的是一组利用放射性同位素中子源所放射出具有一定能量的中子与钻井周围岩石和介质起作用，从而实现发射中子的弹性散射和俘获辐射等核反应的测井方法。地层中的含氢量决定中子在地层中的减速过程，而含氢量与饱含水或油的孔隙体积相关。测井能直接测量的是与中子通量成正比的中子或伽马计数率。根据测量对象的不同，中子测井分为超热中子测井、热中子测井和中子伽马测井。目前应用最多的是热中子测井，因采用了双探测器井眼补偿技术，所以称为补偿中子测井。

一、中子测井理论概述

（一）核反应与人工放射性

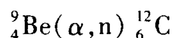
利用 α 粒子、质子、中子等轰击稳定元素时，通过核反应得到大量放射同位素，其衰变规律与天然放射性物质的相同。例如，利用 α 粒子照射铍原子核时，核反应式如下：



$$ {}_{4}^{9}\mathrm{Be} + {}_{2}^{4}\mathrm{He} \longrightarrow {}_{6}^{13}\mathrm{C} \longrightarrow {}_{6}^{12}\mathrm{C} + {}_{0}\mathrm{n}' + \gamma $$

式中：${}_{0}\mathrm{n}'$表示中子。核反应式两边应满足电荷数和质量数平衡原则。

核反应用符号表示成：

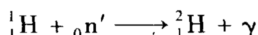


$$ {}_{4}^{9}\mathrm{Be}(\alpha,\mathrm{n})\,{}_{6}^{12}\mathrm{C} $$

括号中第一个符号表示被俘获的粒子（铍核吸收 α 粒子），第二个表示所释放出的粒子是中子，括号后面表示衰变产物是${}^{12}\mathrm{C}$。

铍核吸收 α 粒子所产生的核的激发能量大约为 10 MeV，而中子在${}^{12}\mathrm{C}$ 中的结合能为 18.720 MeV。对任何俘获 α 粒子产生中子的反应统称为（α，n）反应。

又如氢原子核俘获中子的核反应：



$$ {}_{1}^{1}\mathrm{H} + {}_{0}\mathrm{n}' \longrightarrow {}_{1}^{2}\mathrm{H} + \gamma $$

用核反应符号表示为${}_{1}^{1}\mathrm{H}$（n，γ）${}_{1}^{2}\mathrm{H}$。对任何原子核俘获中子放出伽马射线的反应统称（n，γ）反应。

（二）中子与地层介质的相互作用

1. 中子与地层的核反应满足中子守恒定律

中子轰击地层，遇到原子核发生散射或被吸收。散射时损失能量，改变方向。在一定体积内，中子密度 N 随时间的变化率等于它的产生率减去泄漏率和吸收率。中子平衡方程为

$$ \mathrm{d}N/\mathrm{d}t = \text{产生率} - (\text{泄漏率} + \text{吸收率}) \qquad (3-88) $$

即除去中子源所在位置介质外，影响任一位置的体积元内热中子密度的是快中子减速的热中子、体积之吸收的热中子和穿过体积之而逃逸出的热中子。考虑到中子密度 N 是距离、速度和方向的函数，式（3－88）应为玻耳兹曼迁移方程：

$$ \begin{aligned} &\frac{\partial N}{\partial t} + v\Omega \cdot \nabla N(r,E,\Omega,t) + \Sigma_{\mathrm{t}}(r,E)N(r,E,\Omega,t)v \\ &= \iiint \Sigma_{\mathrm{t}}(r,E')v'N(r,E',\Omega',t \rightarrow t') \times \\ &\quad C(E' \rightarrow E,\Omega' \rightarrow \Omega,t' \mid r)\mathrm{d}E'\mathrm{d}\Omega'\mathrm{d}t' \\ &\quad + S(r,E,\Omega,t) \end{aligned} $$

引入通量 Φ（r，E，Ω，t）$=vN$（r，E，Ω，t），并令

$$ C(E' \rightarrow E,\Omega' \rightarrow \Omega \mid r) = \int_0^\infty C(E' \rightarrow E,\Omega' \rightarrow \Omega,t' \mid r)\mathrm{d}t' $$

由定态方程式（1－3－71），有

$$ \begin{aligned} &\Omega \nabla \varphi(r,E,\Omega) + \Sigma_{\mathrm{t}}(r,E)\Phi(r,E,\Omega) \\ &= \iint \Sigma_{\mathrm{t}}(r,E')\Phi(r,E',\Omega')C(E' \rightarrow E,\Omega' \rightarrow \Omega \mid r)\mathrm{d}E'\mathrm{d}\Omega' + S(r,E,\Omega) \qquad (3-89) \end{aligned} $$

等式左边第一项是粒子泄漏率，第二项是吸收率；等式右边第一项是粒子碰撞转换率，第二项是粒子源产生率。

上述式子中：v 为中子速度；Φ 为中子通量；S 为单位时间单位体积内产生中子的时率（中子源）；Σ_t 为总宏观截面；Ω 为中子飞行方向单位矢量；E 为中子能量；C 为观测的比计数率（$\mathrm{c \cdot s^{-1} \cdot g^{-1}}$）；$r$ 为距离；C（$E' \rightarrow E$，$\Omega' \rightarrow \Omega \mid r$）表示在立体角 Ω'内能量为

E'的中子散射到立体角 Ω 内能量变为 E 时的比计数率。

2. 中子与物质的相互作用

中子和物质的相互作用，决定于中子和原子核及电子之间的作用力。因中子和电子之间的作用力很小，所以中子和原子核之间的作用力是主要的。中子和原子核的作用可以归为两类：一类是中子被原子核弹性散射，这个过程并不引起核的衰变，只使得原有的中子改变了能量和运动方向。另一类是非弹性散射和原子核俘获中子，这个过程引起核的衰变并放出某种射线。究竟那一类作用占主要地位，由中子的能量和物质成分决定。中子按能量分级可分成：①快中子——能量大于 10×10^4 eV；②中能中子——能量为 100 eV 至 10×10^4 eV；③慢中子——能量小于 100 eV，其中 0.1 eV 到 100 eV 的叫超热中子，0.025 eV 的叫热中子，也就是处于热能状态的中子。

测井使用的中子源所释放出的中子，能量在几个到十几个兆电子伏之间，速度在 10^5 $cm\cdot s^{-1}$以上。这样的中子属于快中子。快中子进入岩层后，在非弹性散射、弹性散射作用的共同影响之下，能量逐渐减弱最后被吸收。为了说明中子通过物质时和原子核发生某种核反应的几率大小，引入了有效截面的概念。

假设在单位体积中有 n 个原子核。每个原子核以面积为 σ 的圆形靶代替。靶的面积大小是这样选定的，即当入射的中子进入靶内时，就遭到碰撞而发生某种反应。面积 σ 称为有效截面。但是要注意，不要把有效截面概念与原子核的几何截面混淆起来。

发生散射过程的有效截面称为散射截面 σ_s，发生俘获过程的有效截面积为俘获截面 σ_c，发生两种过程的总有效截面称为全有效截面 σ：

$$\sigma = \sigma_c + \sigma_s \qquad (3-90)$$

有效截面的单位是 cm^2，大多数原子核的有效截面的数量级为 $10^{-24}cm^2$。因此，取 10^{-24}厘米^2 作为单位，旧称为“巴”。

单位体积物质的有效截面为各个原子核有效截面的总和，称为宏观有效截面，用 Σ 表示：

$$\Sigma = n\sigma \qquad (cm^{-1}) \qquad (3-91)$$

为了和宏观有效截面相区别，单个原子核的有效截面（σ），通常叫做微观有效截面。

假如 ρ 是吸收物质的密度（$g\cdot cm^{-3}$）；A 是元素的相对原子质量，则$\frac{\rho}{A}$是每立方厘米的物质的量。那么，乘上阿伏加德罗常数 N_0（6.02486×10^{23}）后，即得每一立方厘米中的原子个数 n：

$$n = \frac{\rho}{A}N_0 \qquad (3-92)$$

因此：

$$\Sigma = \frac{\rho N_0}{A}\sigma \qquad (3-93)$$

如果所讨论的物质包含着数种物质的核，则宏观截面可以写成

$$\sum_{i=1}^{r} b_i\sigma_i = n_1\sigma_1 + n_2\sigma_2 + \cdots\cdots + b_i\sigma_i + \cdots\cdots \qquad (3-90')$$

这里，n_i 表示每立方厘米中第 i 种元素原子核的数目。

下面看一下，当一束中子流穿过物质时，其强度发生的变化和截面有什么关系。假定入射的中子流每平方厘米有 I 个中子，垂直射到每立方厘米有 n 个原子核的物质中。如果把物质层分成厚度为 dx 的无限薄层，在面积为一平方厘米的每一个这样层内，将有 ndx 个原子核，它的有效截面为 $n\sigma dx$，则中子流通过这个物质层引起的强度变化为

$$-dI = I\sigma n dx \tag{3-91'}$$

负号表示强度减弱，改写一下这个式子：

$$-\frac{dI}{I} = \sigma n dx = \Sigma dx \tag{3-92'}$$

把（3-92′）式积分，得：

$$I_x = I_0 e^{-n\sigma x} = I_0 e^{-\Sigma x} \tag{3-93'}$$

I_0 为落到物质表面上的中子初始强度；I_x 是在同样面积上能够穿过 x 厘米物质层的中子数。

再重复一句，有效截面是某种核反应几率的量度，不要和原子核的几何截面混淆起来。有效截面不是一个固定不变的数值，它是中子能量的一个比较复杂的函数。

从中子源出来的快中子，在物质中除了随时可能有一部分被吸收之外，其余的不断受到原子核弹性散射而逐步将能量损失掉，直到某一时刻被吸收为止。中子从快中子减速到热中子，以及热能状态下在物质中的扩散，直至被吸收这一整个过程，常常利用下面几个参数来表征。

1）平均对数能量衰减（ξ）。中子和原子核在一次碰撞中中子能量的自然对数减小的平均值，即

$$\xi = \overline{\ln\frac{E_1}{E_2}} \tag{3-94}$$

称为平均对数能量缩减。$\overline{E}_1$ 是碰撞前的能量，$\overline{E}_2$ 是碰撞后的能量。它和减速介质的原子量 A 有关：

$$\xi = 1 + \frac{(A-1)^2}{2A}\ln\frac{A-1}{A+1} \tag{3-95}$$

A 大于 10 时，近似有

$$\xi \approx \frac{2}{A+\frac{2}{3}} \tag{3-96}$$

根据定义，ξ 值愈大，介质减速能力愈强；ξ 值愈小，介质减速能力愈弱。

假如在某一介质中有一能量为 2 MeV 的快中子，试问需要平均碰撞多少次，才能减速到热能值（0.025 eV）呢？利用该介质的 ξ 值去除 $\ln(2\times10^6/0.025)$ 就可以得到答案。几种元素的 ξ 值和使 2 MeV 中子减速为热中子所需碰撞次数的平均值，列于表 3-4。

表 3-4

元　素	质量数	ξ	热中子化碰撞次数	元素	质量数	ξ	热中子化碰撞次数
氢	1	1.000	18	铍	9	0.209	86
氘	2	0.725	25	碳	12	0.158	114
氦	4	0.425	43	氧	16	0.120	150
锂	7	0.268	67	铀	238	0.00838	2172

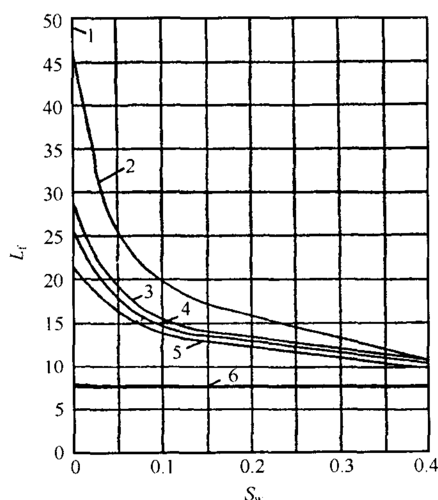


图 3-32　减速长度与岩石含水饱和度的关系
1—岩盐；2—砂；3—砂岩；4—石灰岩；5—白云岩；6—水

从表中可以看出，轻的原子核对于中子减速起主要作用。特别是氢原子核，它和中子的质量几乎相等，中子与氢原子核每碰撞一次，平均损失的能量最大。中子测井常常根据氢的这一特点来研究岩层中氢含量的多少。这对于研究贮油气地层是很有意义的。

2）减速长度 L_f。它与中子从初始能量减到热能时所走过的直线平均距离成正比。它能给出由介质减速作用造成的中子空间分布的定性概念。减速长度主要由岩石的含氢量决定，图 3-32 是减速长度与岩石含水饱和度的关系。

3）扩散长度 L_d。它表示从热中子产生的位置到热中子被原子核俘获的位置之间的平均距离。物质对热中子的吸收能力越强，L_d 就越短。

4）热中子平均寿命 τ。它是热中子被介质俘获前扩散所花费的平均时间。可以用中子平均速度 v 去除吸收前的平均移动距离（即平均吸收自由程）λ_a 求得：

$$\tau = \frac{\lambda_a}{v} \tag{3-97}$$

因为 λ_a 等于宏观吸收截面 Σ_a 的倒数，所以

$$\tau = \frac{1}{\Sigma_a v} \tag{3-98}$$

在常温下，$v = 2.2 \times 10^5\ \mathrm{cm \cdot s^{-1}}$，所以上式可以写成：

$$\tau = \frac{4.55}{\Sigma_a}(\mu\mathrm{s}) \tag{3-99}$$

表 3-5 和表 3-6 列出了一些化学元素和岩石的某些热中子特性参数。从表中看出，氢、硼和氯是具有特殊中子性质的元素。

表 3-5　某些元素的热中子截面

元　素	总截面 σ / $10^{-28}\mathrm{m}^2$	吸收截面 σ_c / $10^{-28}\mathrm{m}^2$	散射截面 σ_s / $10^{-28}\mathrm{m}^2$	元　素	总截面 σ / $10^{-28}\mathrm{m}^2$	吸收截面 σ_c / $10^{-28}\mathrm{m}^2$	散射截面 σ_s / $10^{-28}\mathrm{m}^2$
H	20 ~ 80	0.32	20 ~ 80	P	10.9	0.3	10.6
He	1.56	0.008	1.55	S	1.6	0.47	1.1
Be	6.9	0.009	6.9	Cl	43	33	10
B	722	718	3.8	Ca	4.4	0.42	4.0
C	4.8	0.0045	4.8	Fe	13.5	2.5	11.0
N	12.7	1.5	11.2	Ni	22	4.5	17.5
O	4.2	<0.0009	4.2	Zr	8.4	0.4	8.0
Na	4.5	0.46	4.0	Co	3500	3500	6.5
Al	1.6	0.22	1.35	In	193	191	2.2
Si	1.86	0.16	1.7	Pb	8.5	0.2	8.3

表 3-6　某些矿物和岩石的中子性质

岩石和矿物名称	成分	密度/（$g \cdot cm^{-3}$）	L_f/cm	L_d/cm	$\tau/10^4 s$
硬石膏	$CaSO_4$	3	27	8.2	3.4
无烟煤	C—95%	1.5	—	4.9	5.2
	H—3%				
	O—2%				
水	H_2O	1	7.7	2.3	2.2
石膏	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2.3	11	3.2	2.5
粘土	SiO_2—65%	1.88	—	14.7	8.9
	Al_2O_3—20%				
	Fe_2O_3—5%				
	$CaCO_3$—10%				
粘土（含水 40%）	—	2.2	—	4	3.4
白云岩	$CaMg(CO_3)_2$	2.85	—	9.2	5.3
岩盐	NaCl	2.15	—	1.2	0.062
方解石	$CaCO_3$	2.72	35	9.5	5.4
石英	SiO_2	2.65	37	17	10.6
石油	C—86%	0.875	9.3	2	1.9
	H—14%				
砂	SiO_2—95%	2.3	14	6	4.9
	Al_2O_3—3%				
	Fe_2O_3—2%				
含水 25% 的砂	—	2.05	—	20	10.6

二、中子测井原理

（一）中子-伽马测井

测量热中子被俘获后，放出的二次伽马射线强度的测井方法称中子-伽马测井（图 3-33）。因此，中子-伽马测井的下井仪使用伽马射线探测器，探测器与中子源之间的距离称为源距。

在均匀地层岩石中取体积元 dv（图 3-34），则中子源在 dv 内形成的热中子数为

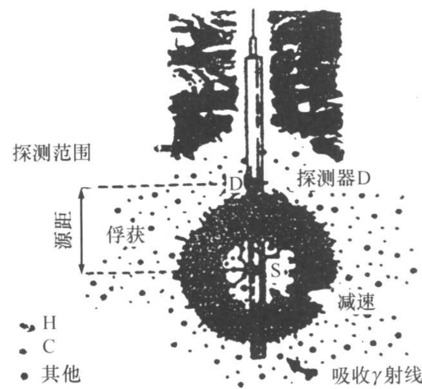


图 3-33　中子伽马测井

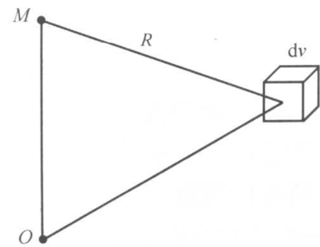


图 3-34　中子伽马射线强度计算

Ndv。如果地层岩石的俘获截面为 Σ_t，那未在单位时间内就有 $\Sigma_t Ndv$ 个热中子被俘获。又设每俘获一个热中子放出 i 个伽马光子。因此，体积元 dv 俘获热中子后，放出的伽马光子数为 $i\Sigma_t Ndv$。在距体积元 R_2 处的 M 点，中子–伽马射线强度为

$$dJ_{n\gamma} = \frac{e^{-\mu R_2}}{4\pi R_2^2} i\Sigma_t N dv \quad (3-97')$$

整个均匀地层岩石在 M 点形成的中子–伽马射线强度为

$$J_{n\gamma} = \int_{\infty} dJ_{n\gamma} \quad (3-98')$$

式（3－98′）的结果比较复杂，下面结合模型试验结果，概括中子–伽马射线的分布规律。

热中子经过较长距离的扩散，才能到达探测器附近。这样，热中子被地层俘获的可能性就大大增加。因而，这时的中子–伽马射线强度反而降低。测井时，一般都使用大源距测量，以降低中子源伴生伽马射线的影响。所以，含氢量最高的地层，中子–伽马射线强度低；反之，则高。注意，当地层的俘获能力很强时，中子–伽马射线强度也会显著增加。图 3－35 是某砂泥岩剖面一口井的中子–伽马测井曲线。

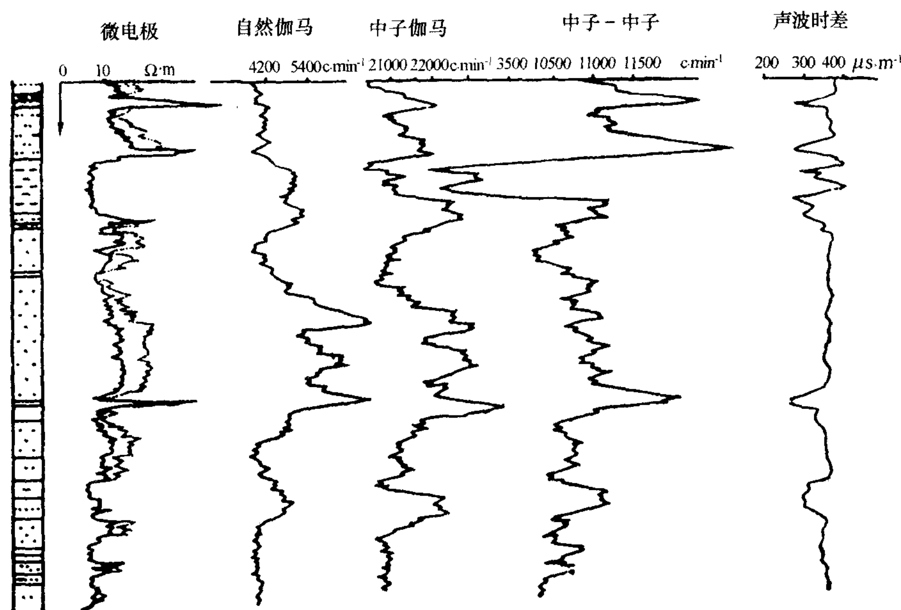


图 3－35　中子伽马测井曲线

（二）中子–中子测井

这是测量热中子密度的测井方法（图 3－36），使用热中子探测器，探测器和中子源之间的距离亦称源距。

中子–中子测井测量地层的含氢量。实际上，热中子密度也与地层吸收能力有关，但中子–中子测井把它作为影响因素。

热中子密度随源距的增加而减小，和含氢量的关系也与源距有关，这与中子–伽马射线强度是类似的。中子–中子测井，一般都用大源距。这时，含氢量高的地层密度小（图 3－37）。图中数字为含氢量。

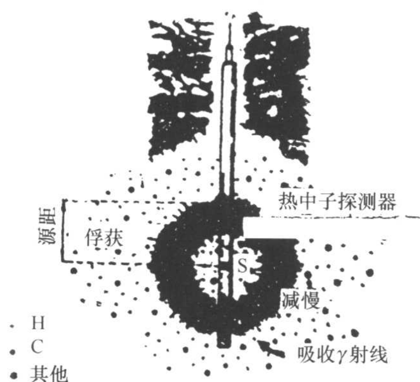


图 3-36 中子–中子测井

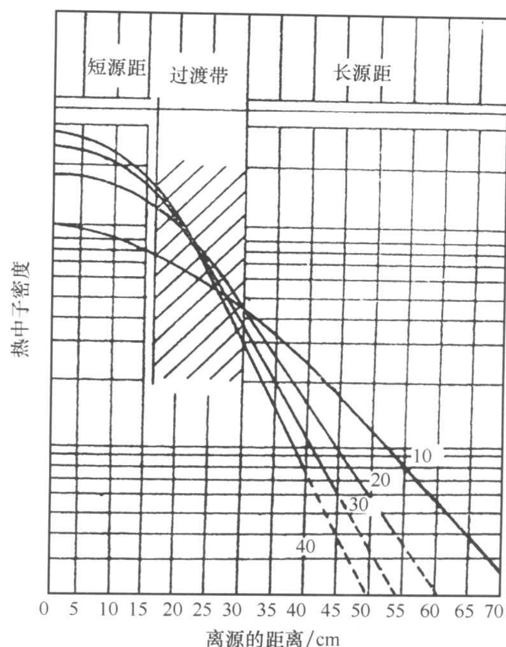


图 3-37 热中子密度与源距关系

现在，中子–中子测井仪多使用源距不同的两个探测器，以补偿井内泥浆的影响。这种仪器称为双源距补偿中子测井仪 CNL（图 3-38）。补偿中子测井的实际曲线见图 3-35。

（三）中子–超热中子测井

中子–超热中子测井测量超热中子密度。岩石中超热中子的分布仅与减速能力有关，不受吸收的影响，因此，是只与含氢量有关的测井方法。在普通热中子探测器外面包裹一层中子减速剂和一层热中子吸收物质即可作成超热中子探测器。

超热中子密度随源距的增加而减小。源距较大时，含氢量越大，超热中子密度越小。这些特点与中子–伽马测井、中子、中子测井都是相同的。为了能测量超热中子，源距不能太大；为了克服由于源距小，探测范围亦小带来的泥浆影响，中子–超热中子下井仪都采用贴井壁的方式，称为井壁中子测井仪（SNP），其外形示于图 3-39，实际测井曲线示于图 3-43。

1. 扩散方程和超热中子测井

为讨论方便，借用简单扩散理论，即假定中子散射是各向同性的，中子密度与方向无关，扩散方程 dN/dt = 产生率 –（泄漏率 + 吸收率），经数学推导得：

$$\frac{1}{v}\frac{d\Phi}{dt} = S + D\nabla^2\Phi - \Sigma_a\Phi \qquad (3-97'')$$

式中：v 为中子速度；Φ 为中子通量，式左边是单位体积中子数改变时率；S 为单位时间单位体积内产生中子的时率（中子源）；Σ_a 为宏观吸收截面；$\Sigma_a\Phi$ 为单位时间单位体积内吸收中子数；$D\nabla^2\Phi$ 为单位时间单位体积泄漏的中子数。

式（3-97″）只适用于单能中子，且在离开强源、强吸收剂或不同物质边界 2～3 个

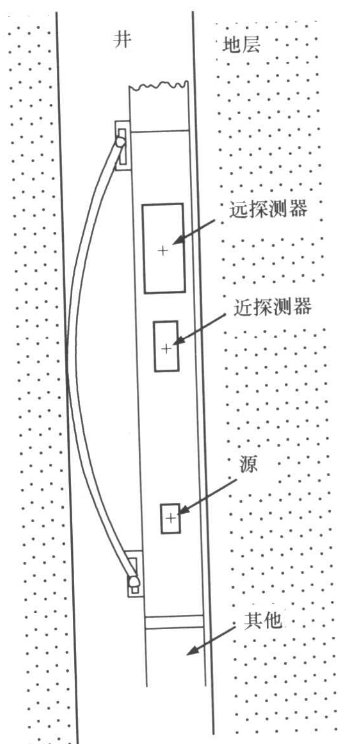


图 3－38　双源距补偿中子测井

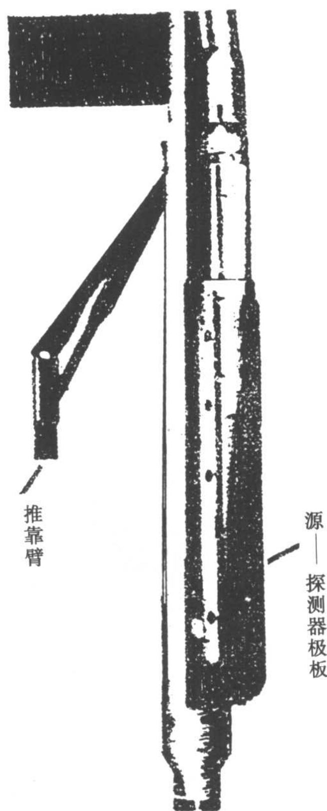


图 3－39　井壁中子测井

平均自由程的区域。

求中子分布时经常用到下面几个边界条件：①在扩散方程所适用的区域内，中子通量密度必须是有限值，没有负值；②在具有不同性质的两种介质的分界面上，垂直于分界面的净中子流密度相等，中子通量密度也相等；③在接近一个扩散介质和真空间的边界时，中子通量密度的变化使其在一定的直线外推距离处为零。在地面勘测和模型实验时，遇到的岩石与空气的边界与③相似。

定态时的扩散方程为

$$S + D\nabla^2\Phi - \Sigma_a\Phi = 0 \tag{3-98''}$$

除中子源所在的位置外，$S=0$，有

$$D\nabla^2\Phi - \Sigma_a\Phi = 0 \tag{3-99''}$$

令 $k^2 = \Sigma_a/D$，有

$$\nabla^2\Phi - k^2\Phi = 0 \tag{3-100}$$

这就是典型的波动方程。

在无限大介质内有一中子点状源，选用球坐标系，原点放在点源上，除中子源（$r=0$）以外的各处方程为

$$\frac{d^2\Phi}{dr^2}+\frac{2}{r}\frac{d\Phi}{dr}-k^2\Phi=0 \qquad (3-101)$$

其边界条件为：①除 $r=0$ 处外，Φ 在各处都是有限的；②在 $r\to 0$ 时，每秒穿过小球面（$4\pi r^2$）的中子数必等于中子源强度 S（n/ s）。方程解为

$$\Phi(r)=\frac{S}{4\pi Dr}e^{-kr} \qquad (3-102)$$

2. 超热中子测井

简单扩散理论适用于单能中子。测井时，分布于源周围的中子能量范围很宽。不同能量段的中子，如快中子和热中子与地层相互作用的特点有很大差别，这限制了扩散方程的应用。若只记录超热中子，用式（3-102）做定性讨论仍能得到一些重要结论。此时，$k=1/L_e$，$D=D_e$，L_e、D_e 分别为超热中子的平均扩散长度和扩散系数，代入式（3-102），并令 $S=1$，得：

$$\Phi_e(r)=(\frac{1}{4\pi D_e})e^{-r/L_e} \qquad (3-103)$$

式中，L_e 与中子的减速长度近似相等。

在表 3-7 中列出一些减速剂的中子减速长度。图 3-40 给出淡水的中子减速长度 L_s 与中子初始能量 E_0 的关系。测井用的镅-铍中子源，中子能量大约在 3~10 MeV 之间，平均减速长度约为 7 cm。岩石的中子减速长度主要是由含氢量决定的，若骨架矿物不含氢，孔隙中饱含水或油，则中子减速长度反映孔隙度的大小；L_s 越小孔隙度越大。表 3-8 给出砂岩的超热中子参数。可以认为，表中的 L_e 和减速长度 L_s 相等。图 3-41 是用表 3-8 中的数据绘成的。从图中的关系线可以看出，在半对数坐标纸上孔隙度与中子减速长度有良好的线性关系。

表 3-7　从 E_0 到 $E=1.44$ eV 时的中子减速长度

源中子能量 E_0 /MeV	中子减速长度 L_s/cm				
	H（$\rho=1g/cm^3$）	H_2O（$\rho=1g/cm^3$）	D_2O（$\rho=1.1g/cm^3$）	C（$\rho=1.69g/cm^3$）	Q（$\rho=1g/cm^3$）
3.0	0.725~0.865	6.4	10.5~11.9	19.2~19.8	56.8~62.6
2.0	0.603~0.707	5.3	10.1~10.9	17.7~18.2	48.6~50.0
1.0	0.463~0.520	3.8	9.7~10.2	15.9~16.2	42.2~42.6
0.50	0.375~0.411	3.1	9.4~9.5	14.7~15.0	38.6~39.1
0.25	0.328~0.352	2.7	9.1~9.5	13.9~14.1	37.9~38.2
0.10	0.293~0.309	2.4	8.8~9.2	13.2~13.3	36.8~37.1

从中子理论可以推知，若只记录超热中子，就可避开热中子扩散和俘获辐射的影响，使中子在被记录前只经历了在地层中的慢化过程。当源距（r）选定后，超热中子通量只和地层中子减速性质有关，即主要和含氢量有关。

在中子测井中，将淡水的含氢量规定为一个单位，而 1 cm^3 任何岩石或矿物中的氢核

表 3-8　砂岩的超热中子参数

孔隙度/%	L_e/cm	D_e/cm
3.0	17.8	94.1
10.0	15.5	86.0
11.4	13.7	85.1
22.6	11.5	80.4
33.8	10.5	77.0
50.0	9.1	73.6
100.0	7.0	68.8

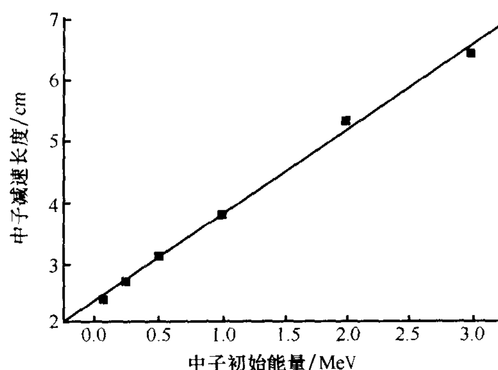


图 3-40　淡水的中子减速长度

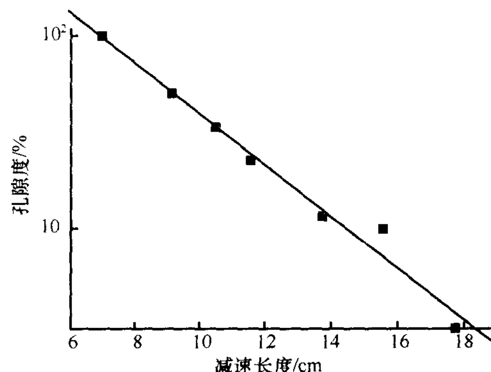


图 3-41　砂岩孔隙度和中子减速长度的关系

数与同样体积淡水氢核数的比值定义为它的含氢指数。含氢指数用 H 表示，它与单位体积中介质的氢核数成正比。经推导，由一种化合物组成的矿物或岩石的含氢指数为

$$H = \frac{9 \cdot x \cdot \rho}{M} \tag{3-104}$$

式中：M 为该化合物的相对分子质量；x 为该分子中的氢原子数；ρ 为密度。

例如，石膏的分子式为 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$，密度为 $\rho = 2.32\ g/cm^3$，相对分子质量为 $M = (40+32) + (16\times4) + (2\times18) = 172$，分子中的氢原子数为 $x=4$，所以：

$$H = \frac{9 \times 4 \times 2.32}{172} = 49\%$$

测井时，将饱含淡水的纯石灰岩作为标准刻度条件。实际上，方解石的含氢指数定为零，饱含淡水的纯石灰岩含氢指数 H 就等于它的孔隙度 φ。对其他岩性的地层，只能测定其等效含氢指数，如石英和白云石分子中都不含氢，而石英的中子减速能力比方解石低，使石英砂岩骨架的等效含氢指数小于零。白云石的中子减速能力比方解石高，因而白云岩骨架的等效含氢指数大于零。由此可以想到，用淡水石灰岩刻度的中子测井仪器，在砂岩中测出的孔隙度偏小，而在白云岩中测出的孔隙度偏大。

超热中子测井直接记录的量是与中子通量成正比的计数率，用式（3-103）和表

(3-8)中的数据，可研究中子通量与地层孔隙度和源距的关系。图3-42中给出三条曲线，孔隙度分别为3%、10%和33.8%。

由图3-42可以看出：①孔隙度较大，即含氢指数较大的地层，中子通量随源距增大下降快。②孔隙度不同的地层，曲线斜率不同，每两条曲线都有一个交点，交点对应的源距称为零源距；零源距区大约在5~10 cm之间，这一区间对含氢指数没有分辨能力。③源距增大中子通量孔隙度的分辨能力增大，计数率会明显降低，使统计精度变差，一般选30 cm左右为宜。

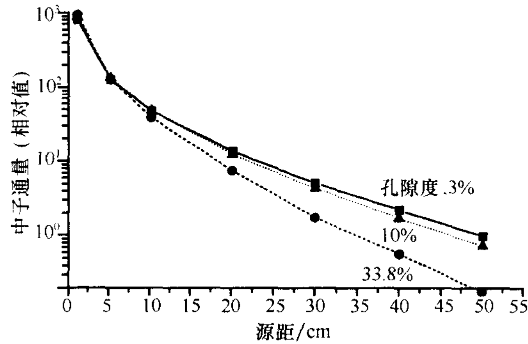


图3-42　中子通量与地层孔隙度和源距的关系

（四）中子测井的探测深度和影响因素

中子测井的探测深度定义为从井壁开始到产生总响应90%的地层的距离，图3-44中以L表示。探测深度的影响因素有含氢指数、源距等。孔隙度大，含氢指数高，地层岩石减速能力强，热中子深入地层岩石的范围小。因而，探测深度小（图3-44），增加源距，可使探测深度有所增加。增加到一定程度后，探测深度不仅不会增加，反而减少。因为源距太大，中子碰撞和俘获的几率都会增加，中子能深入地层的深度反而减少。

实际上，中子源发射的中子，在中子源附近就被地层减速和俘获。因而，中子测井的探测深度不大。对孔隙度为35%的地层，井壁中子测井仪的探测深度约为0. 2m，补偿中子测井仪的探测深度约为0. 3m，基本上只能探测侵入带（图3-43）。在条件相同的情况下，中子-伽马测井的探测深度要大些。这是因为伽马的穿透距离要大一些。

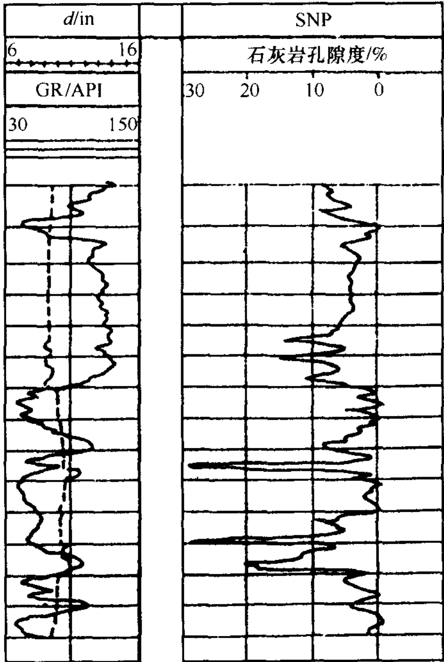


图3-43　井壁中子实测曲线

1 in =2.45 cm

中子测井探测深度小，井周围环境的影响比较严重。这些因素包括井的直径、泥浆性能、仪器位置以及泥饼等。

三、中子测井应用

（一）确定地层岩石的孔隙度

中子测井是孔隙度测井方法之一。如前所述，中子测井是测量地层的含氢量。地层的骨架部分含氢量为零；地层中水或石油的含氢量是基本相同的。这样，地层的含氢量就与水或油的多少有关。当地层饱含水或油时，孔隙度越大，地层的含氢量越高；孔隙越小，地层的含氢量也越低。

有些中子测井仪，以计数率为测量单位，则

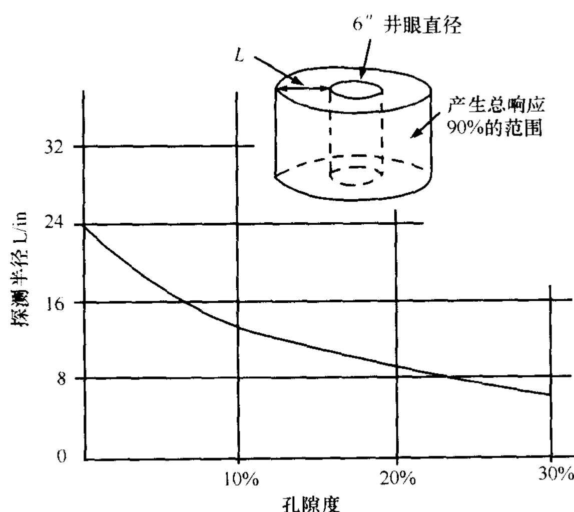


图 3-44　中子测井探测深度

1 in = 2.45 cm

计算孔隙度的公式是

$$\lg N = -\alpha\varphi + \beta \quad (3-105)$$

或

$$AN = e^{-\beta\varphi} \quad (3-106)$$

其中：α、β、A、B 是由仪器决定的常数。

图 3-45 和图 3-47 分别是式（3-105）和式（3-106）的图解形式。

现在，为了统一测量标准，测井前要在刻度井中对中子测井仪进行刻度。刻度井（图 3-46）由孔隙度已知的纯石灰岩作成。经过刻度的仪器，可直接测量地层的视孔隙度 φ_N，称石灰岩孔隙度。当被测地层是石灰岩时，视孔隙度等于其真孔隙度，即 $\varphi = \varphi_N$。当被测地层不是石灰岩时，二者就不相同（图 3-48）。这是因为不同岩性地层骨架的含氢量不同，为求得地层的真孔隙度，可进行岩性影响校正：

$$\varphi = \frac{\varphi_N - \varphi_{Nma}}{1 - \varphi_{Nma}} \quad (3-107)$$

其中：φ_{Nma} 为岩石骨架的视石灰岩孔隙度。表 3-9 列出了主要岩性的骨架值。

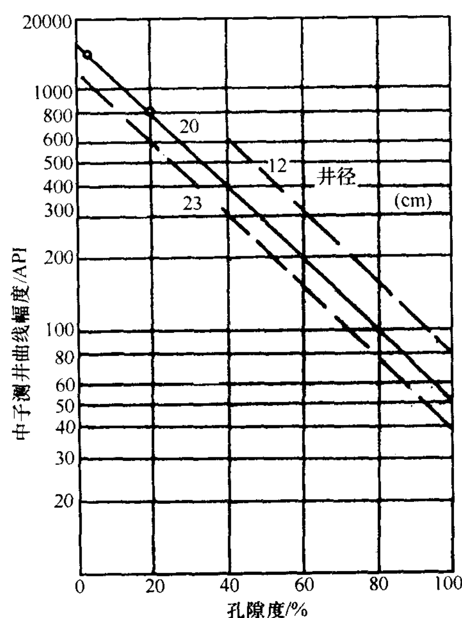


图 3-45　中子测井幅度与孔隙度关系

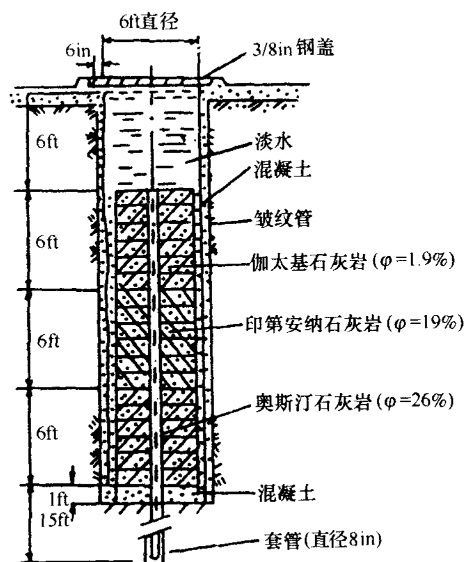


图 3-46　中子测井刻度井

1 ft = 0.3048 m，1 in = 0.0254 m

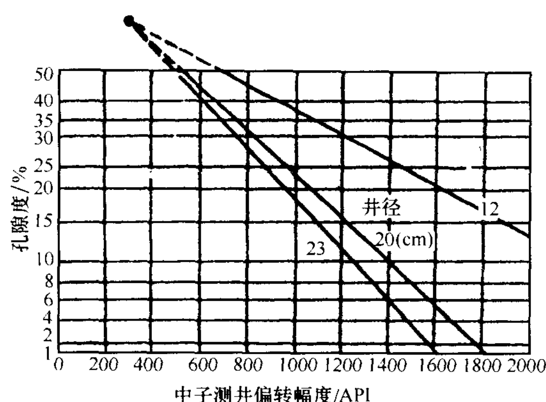


图 3－47　中子测井幅度与孔隙度关系

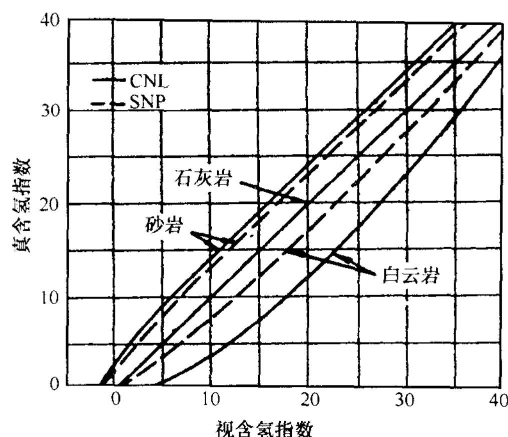


图 3－48　含氢指数校正图版

对含有泥质或石膏的地层，应进行结晶水、分子水的校正。当地层含气时，还应进行天然气的校正。综合上述影响，可以写出中子测井的响应方程式：

$$\varphi_{\mathrm{N}} = \varphi H_{\mathrm{mf}} S_{\mathrm{xo}} + \varphi H_{\mathrm{hy}}(1 - S_{\mathrm{xo}}) + V_{\mathrm{sh}} H_{\mathrm{sh}} + \sum_{i=1}^{n} V_i \varphi_{\mathrm{ma}i} \tag{3-108}$$

及

$$1 = \varphi + V_{\mathrm{sh}} + \sum_{i=1}^{n} V_i \tag{3-109}$$

其中：φ_{N} 为中子测井的视孔隙度读数；φ 为地层的孔隙度；V_i 为第 i 种骨架矿物的相对体积；n 为地层中岩石骨架矿物的种类；脚标 mf 为泥浆滤液；hy 为天然气；ma$i$ 为第 i 种矿物骨架（表 3－9）。

表 3－9

岩　石	φ_{Nma}平均值（SNP）	φ_{Nma}平均值（CNL）
砂　岩　$\varphi > 10\%$	－0.035	－0.05
石灰岩	0	0
白云岩　$\varphi = 5.5\% \sim 39\%$	0.035	0.085
$\varphi = 1.5\% \sim 5.5\%$	0.02	0.065
$> 30\%$		
$\varphi = 0\% \sim 1.5\%$	0.005	0.04
硬石膏	－0.005	－0.002
石　膏	0.49	
岩　盐	0.04	－0.01

（二）识别岩性

不同岩性的地层，含氢量有明显的不同。因此，可用中子测井识别，特别是与其他测井方法，例如自然伽马测井、密度测井相结合，能取得良好的地质效果，表 3－10 列出了主要岩性的中子测井和自然伽马测井值的相对大小。

表 3－10

测井方法 岩性	中子–中子	中子–伽马	自然伽马
泥岩	低值	低值	高值
致密砂岩、灰岩	高值	高值	低值
渗透性砂岩、裂缝灰岩（含低矿化度水）	中等	中等	低值
渗透性砂岩、裂缝性灰岩（含高矿物水）	低值	高值	低值
渗透性砂岩、裂缝性灰岩（含天然气）	高值	高值	低值
石　膏	低值	低值	低值
硬石膏	高值	高值	低值
岩　盐	低值	高值	低值

图 3－49 是利用中子–伽马测井和自然伽马测井判断岩性的实例。

中子测井还常和密度测井或声速测井组成交会图或重叠图判断岩性。中子–密度测井重叠判断岩性的实例见图 3－50。表 3－11 列出中子–密度测井重叠法判断岩性的基本原则。

表 3－11

曲线关系	近似差值 孔隙度	附加标准	声波时差范围 （无次生孔隙）	可能骨架	近似真孔隙度 %
$\varphi_D > \varphi_N$	40	$\varphi_N = 4\%$ $\varphi_D = 43.5\%$	$\Delta t = 220\mu s \cdot m^{-1}$	岩盐	$\varphi \approx \varphi_D - 4$
$\varphi_D > \varphi_{SNP}$	$\varphi_{SNP} > 40\%$ $50\% < \varphi_D < 80\%$ $1.3\ g \cdot cm^{-3} < \rho_b < 1.5\ g \cdot cm^{-3}$	在高阻区 GR 低 电阻率高	在高阻区 $361 \sim 459\mu s \cdot m^{-1}$	煤	
$\varphi_D > \varphi_N$	5% ~6%		$\Delta t \approx 190\mu s \cdot m^{-1}$	砂　岩	$\varphi \approx \frac{1}{2}(\varphi_D + \varphi_N)$
$\varphi_D = \varphi_N$	0		$\Delta t \approx 154\mu s \cdot m^{-1}$	石灰岩	$\varphi = \varphi_N = \varphi_D$
$\varphi_D < \varphi_N$	8. 13%		$\Delta t \approx 135 \sim 148\mu s \cdot m^{-1}$	白云岩	$\varphi \approx 0.5(\varphi_D + \varphi_N) + 2.5$ $(\varphi < 8)$
$\varphi_D < \varphi_N$	16%		$\Delta t \approx 160\mu s \cdot m^{-1}$	硬石膏	$\varphi \approx 0.7\varphi_N\ (\varphi < 8)$
$\varphi_D << \varphi_N$	10% ~30%	GR 高		泥岩	$\varphi \approx \varphi_N$
$\varphi_D << \varphi_N$	28%	在高阻区 $\varphi_N = 49\%$，$\varphi_D = 21\%$	在高阻区 $\Delta t = 170\mu s \cdot m^{-1}$	石膏	$\varphi \approx \varphi_D - 21$

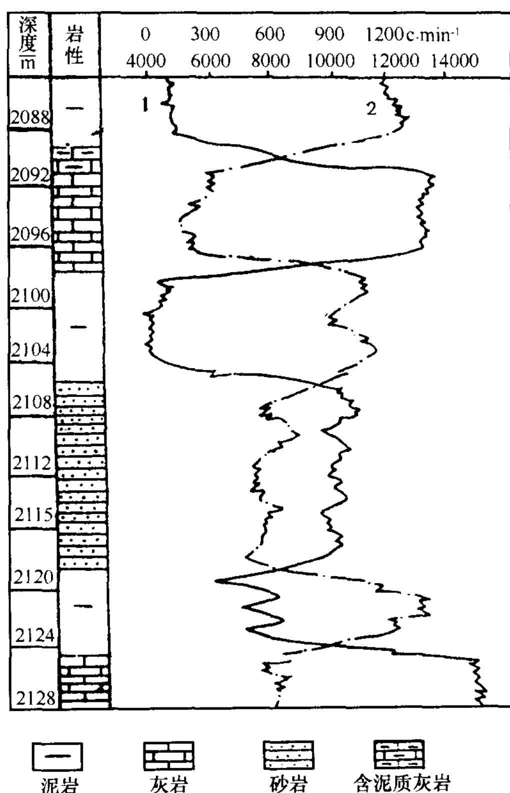


图3-49 中子伽马和自然伽马判断岩性

1—自然伽马测井曲线；2—中子伽马测井曲线

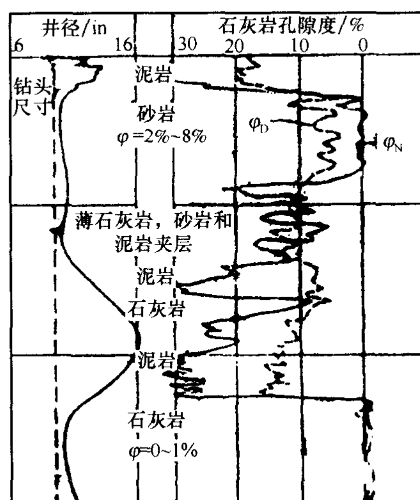


图3-50 中子密度重叠识别岩性

1 in = 2.54 cm

（三）识别含气层

含气地层岩石的中子测井曲线上，有明显的低含氢量异常，即高幅度异常（图3-51）。

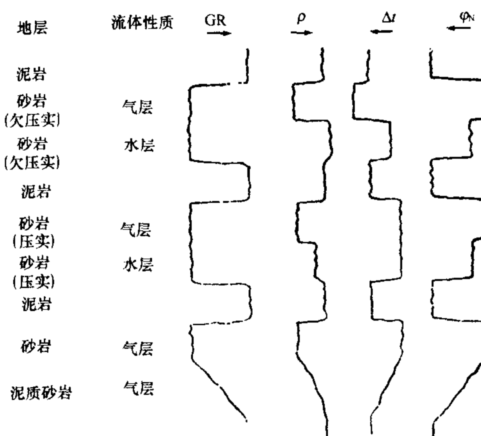


图3-51 中子测井识别气层

第四节　脉冲中子测井

采用加速器中子源的测井方法称为脉冲中子测井。测井时向地层发射能量为 14 MeV 的中子，经过非弹性散射、弹性散射和俘获辐射等相互作用过程，生成可供测量的超热中子、热中子和次生伽马射线。研究这些射线场的时间和空间分布，可确定地层的岩性、孔隙度、含油饱和度及进行开发动态监测。

一、脉冲中子测井理论概述

（一）脉冲中子与地层相互作用

脉冲中子源以一定的脉冲宽度和重复周期向地层发射中子束，中子发射强度与时间的关系如图 3－52。与发射周期相比，中子发射的持续时间很短。在不同的时间间隔里，中子与地层的相互作用不同，用来解决的地质问题也不同。



图 3－52　中子发射分布图

1. 非弹性散射

能量为 14 MeV 的中子进入地层，首先与地层中某些核素的原子核发生非弹性散射，一部分能量被散射中子带走；另一部分能量转变为原子核的激发能，使原子核处于激发态。激发态的核不稳定，在很短的时间内发射出一个或几个光子，释放出多余的能量。在中子发射后的 $10^{-8} \sim 10^{-6}$s 时间间隔里，非弹性散射是中子损失能量的主要方式。可以认为，非弹性散射和由此引发的光子发射是在发射中子的持续期内进行的。当中子发射停止时，这一过程立即终止，其他作用过程主要是在以后的时间里发生的。利用这一特点，可以把非弹性散射伽马射线与其他作用过程产生的伽马射线区别开。

2. 弹性散射

经过一两次非弹性碰撞，中子的能量不足以再发生非弹性散射。以后，再进一步慢化，即在中子发射后的 $10^{-6} \sim 10^{-3}$s 的时间内，主要是弹性散射。通过弹性散射在中子发射停止后，可立即测量超热中子的衰减过程，以确定快中子在地层中的慢化时间，进而求出孔隙度。同时，直到下次发射开始，大约在小于 1000 μs 的时间内，可测量热中子的衰减，确定地层的热中子寿命和计算地层的含水饱和度。

3. 俘获辐射

热中子在地层中扩散，逐渐被俘获，产生俘获辐射。测量俘获辐射强度随时间的变化，可间接反映热中子的衰减过程，以测定热中子寿命；对伽马射线做能谱分析，可获得与岩性和流体类型有关的信息。

4. 中子活化

快中子和热中子都能使原子核活化，使稳定核素转变为放射性核素。这些核素在 $10^{-3} \sim 10^{4}$s 中发生衰变，发射伽马射线。对这些光子做能谱和强度分析，可研究地层的化学成分。与其他作用相比，活化伽马射线的强度很低且变化较慢，可当本底处理。

（二）快中子非弹性散射伽马能谱

地层快中子非弹性散射伽马射线的计数率，主要包括碳、氧、硅、钙的贡献。图 3－

53 中分别给出能量为 14 MeV 的中子与^{12}C、^{16}O、^{28}Si、^{40}Ca 发生非弹性散射产生的伽马射线谱，谱图是用 NaI（Tl）闪烁伽马谱仪测定的。

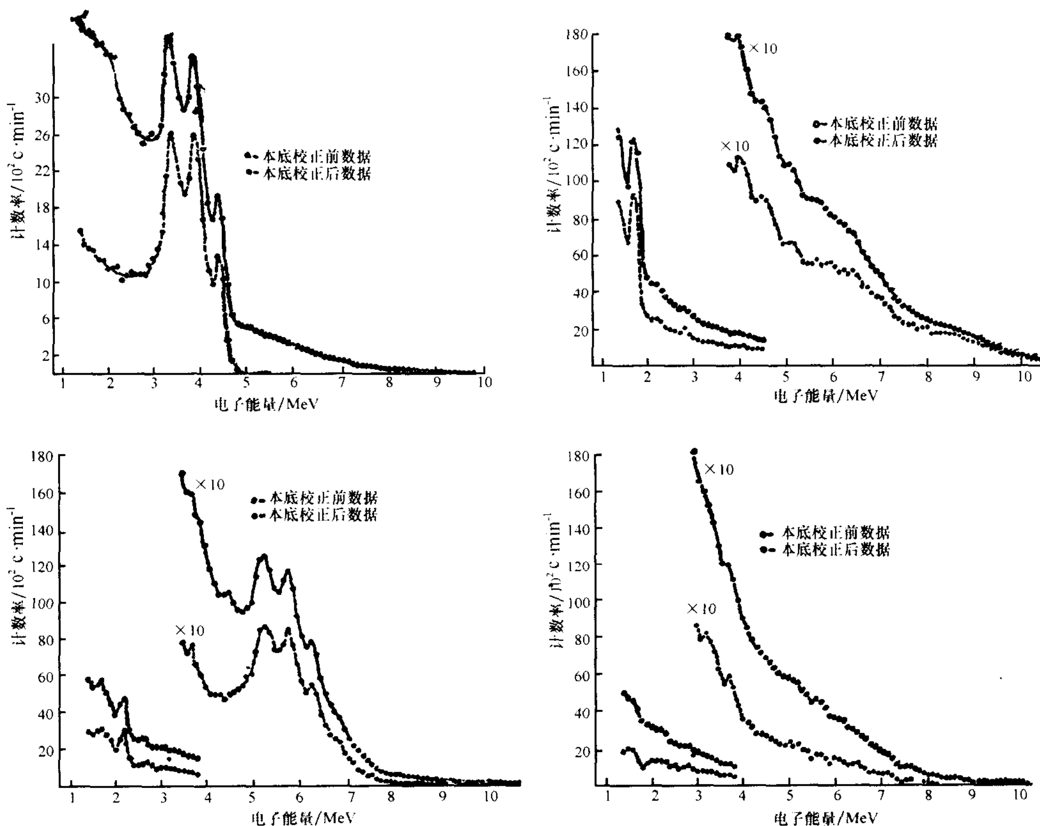


图 3－53　快中子非弹性散射伽马射线能谱

从碳和氧的能谱图中可明显地看到各自的全能峰、单逃逸峰和双逃逸峰，而硅和钙的谱图特征峰不够显著。在表 3－12 中列出了地层中四种指示核素的特征峰位对应的能量。

表 3－12　指示核素特征峰位能量表　　　　**(MeV)**

核素	^{28}Si	^{40}Ca	^{12}C	^{16}O
全能峰	1.78	3.73	4.43	6.13
单逃逸峰	1.27	3.22	3.92	5.62
双逃逸峰	0.76	2.71	3.41	5.11

测井时记录的地层谱，主要包含原油、地层水、石英和方解石四种矿物中的碳、氧、硅、钙的贡献，更确切地说是表中所列四种核素的贡献。

由表 3－12 中的数据可绘出图 3－54。测量时可选取四个特征谱段（能窗），使每个

谱段的计数尽可能多地反映其中一种核素的贡献，以便于处理。例如对硅、钙、碳、氧分别取下列谱段：

硅：1.528 ~ 1.945 MeV；

钙：2.500 ~ 3.334 MeV；

碳：3.195 ~ 4.654 MeV；

氧：4.862 ~ 6.633 MeV。

注意：钙、碳两能窗有部分重叠。

（三）热中子俘获辐射伽马能谱

地层中热中子俘获截面大，对热中子俘获伽马计数率贡献较大的核素主要有：^{1}H、^{28}Si、^{35}Cl、^{40}Ca 和^{56}Fe。它们的特征峰位对应的能量列于表 3 - 13。

表 3 - 13　俘获伽马谱能峰表　(MeV)

核素	^{1}H	^{28}Si	^{35}Cl	^{40}Ca	^{56}Fe
全能峰	2.23	3.44	1.17　1.95　6.11　6.64　7.42	6.14	7.64
单逃逸峰	1.72	2.93	5.60　6.13　6.91	5.63	7.13
双逃逸峰	1.21	2.42	5.09　5.62　6.40	5.12	6.62

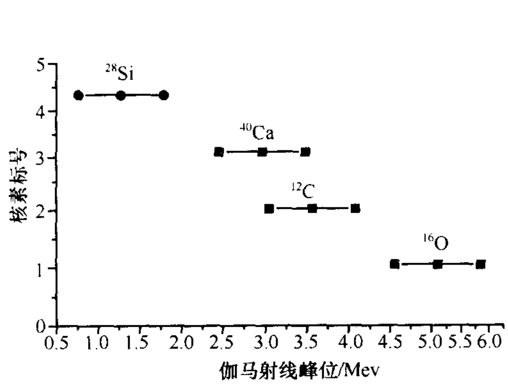


图 3 - 54　中子非弹性散射伽马峰位

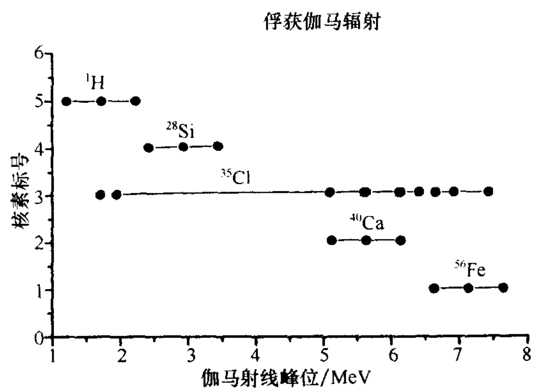


图 3 - 55　俘获伽马峰位

用表 3 - 13 的数据得图 3 - 55。例如，对氢、硅、氯、钙取下列谱段：

氢：2.014 ~ 2.431 MeV；

硅：3.195 ~ 4.65 MeV；

氯：4.654 ~ 6.599 MeV；

钙：4.862 ~ 6.633 MeV。

这里，氯和钙的计数窗基本重叠。当地层水矿化度较高时，必须注意氯的影响。图 3 - 56给出盐水的俘获伽马能谱，包含氢和氯的贡献，氯的影响几乎涉及每个谱段。

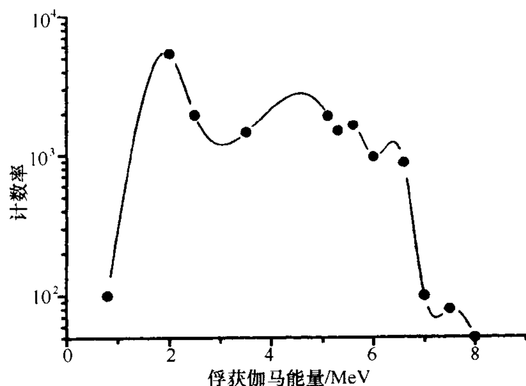


图 3－56　盐水的俘获伽马能谱

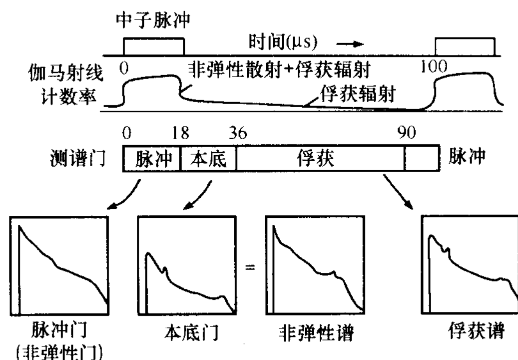


图 3－57　碳氧比能谱数据采集时序示意图

二、脉冲中子测井原理

（一）碳氧比伽马能谱测井的谱分析和数据处理

图 3－57 是碳氧比能谱数据采集时序示意图，对应每一脉冲中子重复周期设置三个数据采集时间门：非弹性门与中子发射持续时间对应，主要测量由快中子非弹性散射产生的伽马射线；同时还记录上一周期剩余的俘获辐射和活化产生的伽马射线；为得到“净谱”，需从总谱中扣除本底，本底门设置在非弹性门之后，测量本底的近似值；非弹性谱门测量俘获伽马能谱。

1．伽马能谱的解析

测井得到的中子非弹性散射伽马谱和俘获伽马谱都是由多种核素生成的混合谱，解析就是从混合谱中将每种核素的贡献分离出来，方法和自然伽马能谱处理类似。以中子非弹性散射伽马谱为例，设第 j 种核素快中子非弹性散射截面为 σ_j，单位体积岩石中该种元素（稳定核素的丰度为常数）的原子数为 n_j，它对 i 道计数率 y_i 的贡献 y_{ij} 应与乘积 $x_j=\sigma_j n_j$ 成正比，即

$$y_{ij} = \alpha_{ij} x_j \tag{3-110}$$

式中：α_{ij} 为第 j 种核素对 i 值计数率的响应系数；y_i 中包含所有核素的贡献和统计及测量误差 ε_i，有

$$y_i = \Sigma\alpha_{ij} x_j + \varepsilon_i \tag{3-111}$$

若道数为 m，有贡献的核素为 s 种，$m>s$，并考虑到各道计数率精度差别很大，用加权最小二乘法得到一矩阵方程：

$$A^{T}WAX = A^{T}WY \tag{3-112}$$

式中：A 为响应系数组成的 $m\times s$ 阶矩阵；A^{T} 为 A 的转置矩阵；W 为权因子 ω_i 组成的对角矩阵，$i=1, 2, \cdots, m$；X 为由 s 种核素的 x_j 组成的列矩阵；Y 为 m 道计数率组成的列矩阵。

对 X 求解，得：

$$X = (A^{T}WA)^{-1}A^{T}WY \tag{3-113}$$

令

$$E = (A^{T}WA)^{-1}A^{T}W$$

有

$$X = EY \qquad (3-114)$$

式中，E 为 $s \times m$ 阶矩阵。

从算法上看，E 是一数字滤波器，通过它能从实测混合谱中将每种元素的贡献提取出来。对 ^{12}C、^{16}O、^{28}Si、^{40}Ca 分别得到 x_C、x_O、x_{Si}、x_{Ca}，并定义碳氧化和硅钙比分别为

$$F_{CO} = x_O / x_O \text{ 和 } F_{SiCa} = x_{Si} / x_{Ca}$$

x_j 与地层中 j 种元素的非弹伽马发射率成正比，也叫产额系数。用同样的方法对俘获伽马谱进行解析，可获得 x_H、x_{Cl}、x_{Si}、x_{Ca}、x_{Fe}、x_S、x_n 等参数，它们都是相应元素的俘获辐射产额系数。

用上述方法对全谱进行解析，充分利用已获取的信息会遇到两点困难：①道计数率低，统计精度不高；②元素的标准谱难以获得，如在原油中测得碳谱，原油对伽马射线的散射和吸收与地层不同，同样钙和硅元素的标准谱也不易测定。若从全谱中选定几个特征道区（能窗），其积分计数率将会有较好的统计精度，再用矿物的标准谱代替元素的标准谱对仪器进行刻度，会更接近地层的实际情况。

2. 碳氧比能谱测井的探测深度和环境影响

（1）碳氧比能谱测井的探测深度

实验数据如图 3－58。当源距为 55.88 cm 时，探测深度为 21.336 cm；源距增大到 68.58 cm 时，探测深度增大到 28.448 cm。由此可见：①碳氧比能谱测井的探测深度较小，井的影响不能忽视；②探测深度与源距有关，用较小源距研究井眼的影响和寻求井眼环境的校正方法。

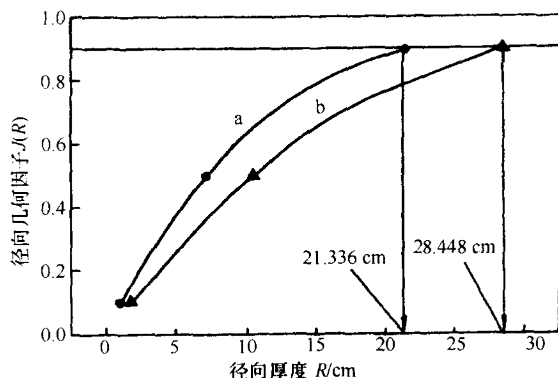


图 3－58　碳氧比能谱测井的探测深度

（2）碳氧比能谱测井的环境影响

碳氧比能谱测井仪器的源距不同，井眼和地层条件不同，探测深度也不尽相同。其探测深度一般不超过 30 cm，国内外模型实验都证明了这一点。若水侵入油层深度超过 20 cm，用碳氧比很难区别油层和水层。在裸眼井中，侵入带一般都超过这一范围。在已射孔的套管井，除侵入影响外，还有套管和水泥环的影响，情况更为复杂。

对未射孔的套管井，为使侵入带消失，需要等适当的时间。此时井眼中流体的类型直接影响测得的碳氧比值，而水泥环对碳氧比及硅钙比都有影响。

3. 响应方程

碳氧比能谱测井的主要用途，是在孔隙水的矿化度低、不稳定或未知的条件下，在套管井中测定地层的含油饱和度，特别是测定注水开发油层的剩余油饱和度。在其他条件相同情况下，当含油饱和度高时，单位体积地层中碳原子数较多而氧原子数较少，或者说碳氧原子数比值较高。作为用碳氧比求含油饱和度的基础，先计算单位体积地层中的碳和氧

原子数。

（1）单位体积地层中的碳和氧原子数及其比值

设 a 为每立方厘米原油中碳原子的数目，b 为每立方厘米岩石骨架中碳原子的数目，c 为每立方厘米淡水中氧原子的数目，d 为每立方厘米岩石骨架中氧原子的数目。若原油密度为0.87 g/cm^3，分子式为 C_nH_{2n}，可以算得：

$$a = 3.74 \times 10^{22} \text{ 原子}/\text{cm}^3 \tag{3-115}$$

每立方厘米淡水中氧原子的数目为

$$c = 3.35 \times 10^{22} \text{ 原子}/\text{cm}^3 \tag{3-116}$$

对纯砂岩地层，岩石骨架中不含碳，$b=0$；而每立方厘米岩石骨架中氧原子的数目为

$$d = 5.32 \times 10^{22} \text{ 原子}/\text{cm}^3 \tag{3-117}$$

对石灰岩地层，每立方厘米岩石骨架中碳原子的数目为

$$b = 1.63 \times 10^{22} \text{ 原子}/\text{cm}^3 \tag{3-118}$$

氧原子的数目为

$$d = 4.89 \times 10^{22} \text{ 原子}/\text{cm}^3 \tag{3-119}$$

纯砂岩地层中，孔隙度为 φ，含油饱和度为 S_o，则每立方厘米岩石的碳原子数为

$$n_c = a\varphi S_o + b(1-\varphi) = 3.74\varphi S_o \times 10^{22} \quad (\text{原子}/\text{cm}^3) \tag{3-120}$$

每立方厘米岩石的氧原子数为

$$\begin{aligned} n_o &= c\varphi(1-S_o) + d(1-\varphi) \\ &= [3.35\varphi(1-S_o) + 5.32(1-\varphi)] \times 10^{22} \end{aligned} \quad (\text{原子}/\text{cm}^3) \tag{3-121}$$

碳氧原子数比的响应方程为

$$\text{COR} = \frac{n_c}{n_o} = \frac{3.74S_o\varphi}{3.35\varphi(1-S_o) + 5.32(1-\varphi)} \tag{3-122}$$

由式（3-122）可见，给定孔隙度 φ，碳氧原子数比与含油饱和度 S_o 有单值关系，由此式可绘制出关系曲线如图3-59所示。

从式3-122和图3-59可以看出：当孔隙度大时，曲线的斜率大，测定含油饱和度的灵敏度高；对孔隙度相同的地层，含油饱和度高时灵敏度高；孔隙度高和含油饱和度也高的地层对碳氧比测井有利，可达到较高的精度。低孔隙度和高含水地层对测井不利，得不到理想的效果。

纯石灰岩地层中，碳氧原子数比为

$$\frac{n_c}{n_o} = \frac{3.74\varphi S_o + 1.63(1-\varphi)}{3.35\varphi(1-S_o) + 4.89(1-\varphi)}$$

相应图形见图3-60。

与图3-59相比，图3-60的不同之处有：①当含油饱和度为零时，碳氧原子数比为0.333，比孔隙度为35%和含油饱和度高达90%的纯砂岩地层还要高。②当含油饱和度达到20%时，孔隙度不同的各条曲线交于一点，将曲线簇分成两部分。③当含油饱和度小于20%时，对应于同一含油饱和度，孔隙度大的地层碳氧原子数比值低。④当含油饱和度大于20%时，对应于同一含油饱和度，孔隙度大的地层碳氧原子数比值高。

由以上分析可知，识别岩性对碳氧比能谱测井定量解释非常重要。

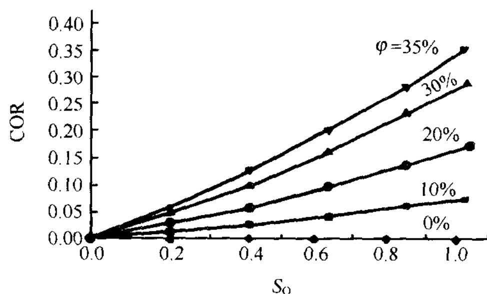


图3-59　纯砂岩碳氧原子数比（COR）与含油饱和度的关系

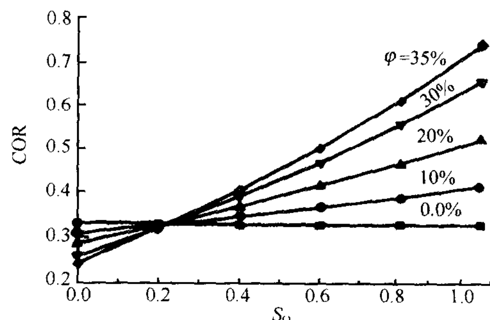


图3-60　纯石灰岩碳氧原子数比（COR）与含油饱和度的关系

（2）产额（系数）比和含油饱和度模型

地层的碳氧产额比为

$$y_{CO} = \frac{x_C}{x_O} = \frac{\sigma_C}{\sigma_O}\frac{n_C}{n_O} = A\frac{n_C}{n_O} \tag{3-123}$$

式中：$A=\sigma_C/\sigma_O$，即截面比。令

$$n_C = n_{C1} + n_{C2} + B_C; n_O = n_{O1} + n_{O2} + B_O \tag{3-124}$$

式中：n_{C1}、n_{C2}为单位体积地层中岩石骨架和孔隙流体中的碳原子数；n_{O1}、n_{O_2}为单位体积地层中岩石骨架和孔隙流体中的氧原子数；B_C、B_O为井内流体对碳和氧测量结果的影响。

显然，这几个量分别与地层中骨架、油和水的相对体积以及井液中的持油率或持水率成正比，有

$$F_{CO} = \frac{x_C}{x_O} = \frac{K_{C1}(1-\varphi) + K_{C2}\varphi(1-S_w) + K_{C3}(1-Y_w)}{K_{O1}(1-\varphi) + K_{O2}\varphi S_w + K_{O3}Y_w} \tag{3-125}$$

式中：Y_w为井液持水率；K_{C1}、K_{C2}为碳的非弹性散射伽马产额对岩石骨架和油的相对体积的灵敏度；K_{O1}、K_{O2}为氧的非弹性散射伽马产额对岩石骨架和水的相对体积的灵敏度；K_{C3}、K_{O3}为碳或氧的非弹性散射伽马产额对井眼中持油或持水率的灵敏度。

在岩性和孔隙度已知的情况下，对单探测器仪器求含油饱和度或含水饱和度，除需通过刻度井确定式（3-125）的六个系数外，还需测定持水率，或用实验方法测定井液影响校正曲线。但是，对双探测器仪器，可利用长、短源距探测器探测范围的差别（图3-61）来补偿井液的影响。

双探测器仪器的解释模型是一组联立方程。长、短源距探测器的产额比分别为

$$F^f_{CO} = \frac{x^f_C}{x^f_C} = \frac{K^f_{C1}(1-\varphi) + K^f_{C2}\varphi(1-S_w) + K^f_{C3}(1-Y_w)}{K^f_{O1}(1-\varphi) + K^f_{O2}\varphi S_w + K^f_{O3}Y_w} \tag{3-126}$$

$$F^n_{CO} = \frac{x^n_C}{x^n_O} = \frac{K^n_{C1}(1-\varphi) + K^n_{C2}\varphi(1-S_w) + K^n_{C3}(1-Y_w)}{K^n_{O1}(1-\varphi) + K^n_{O2}\varphi S_w + K^n_{O3}Y_w} \tag{3-127}$$

解方程组可得S_w和Y_w。

（3）其他产额比和岩性、孔隙度、泥质和矿化度响应

地层碳氧比主要反映含油饱和度，也可称碳氧化能谱测井的含油饱和度响应，简称饱

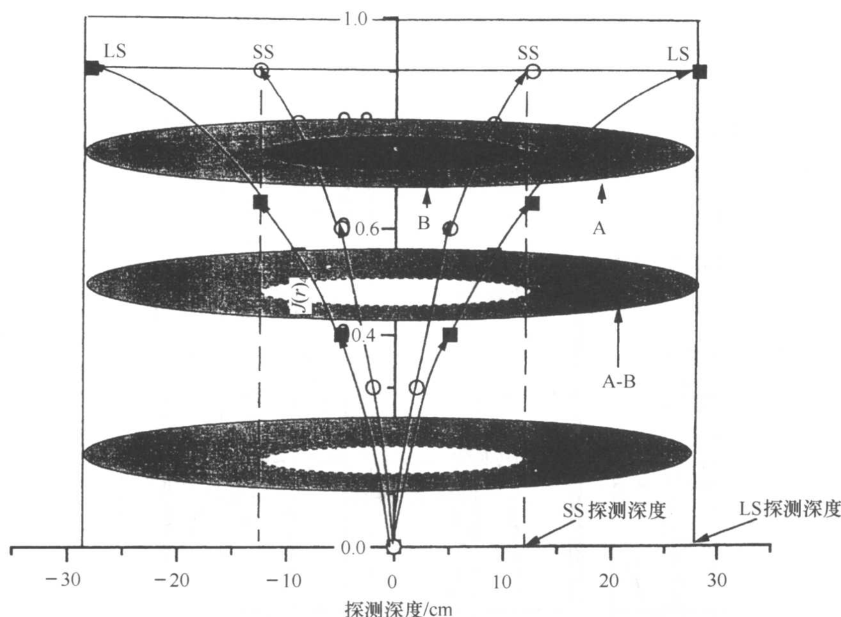


图 3-61　长、短源距探测器探测范围示意图

和度响应或含油饱和度指数。类似的比值有四个。

岩性指数：

$$F_{\text{lith}} = \frac{\text{硅产额}}{\text{钙产额} + \text{硅产额}} = \frac{x_{\text{Si}}}{x_{\text{Ca}} + x_{\text{Si}}} \tag{3-128}$$

纯碳酸盐岩岩性指数近于零，纯砂岩岩性指数近于一。因受套管外水泥环的影响，即使是纯砂岩，测出的岩性指数也小于一。岩性指数几乎不受孔隙度、含油饱和度和地层水矿化度的影响。用硅钙非弹性散射伽马产额或俘获伽马产额比，都能指示岩性，并可用以校正碳酸盐岩的碳氧化。

孔隙度指数：

$$F_{\varphi} = \frac{\text{氢产额}}{\text{钙产额} + \text{硅产额}} = \frac{x_{\text{H}}}{x_{\text{Ca}} + x_{\text{Si}}} \tag{3-129}$$

式中各个元素的产额由俘获伽马谱求出，孔隙度指数可定性指示孔隙度的大小。

泥质指数：

$$F_{\text{sh}} = \frac{\text{铁产额}}{\text{钙产额} + \text{硅产额}} = \frac{x_{\text{Fe}}}{x_{\text{Ca}} + x_{\text{Si}}} \tag{3-130}$$

式中各个元素的产额由俘获伽马谱求出。

在裸眼井中，泥质指数从零到大于1；而对套管井，该指数可达1.5~2.5。

矿化度指数：

$$F_{\text{sal}} = \frac{\text{氯产额}}{\text{氢产额}} = \frac{x_{\text{Cl}}}{x_{\text{H}}} \tag{3-130'}$$

在有利条件下，这一俘获伽马产额比可定性指示地层水矿化度。

（4）各元素产额曲线的比较和监测剩余油饱和度

图 3－62 是石灰岩地层，从深度 $A \sim B$ 为油层，B 以下为水层，裸眼完井，井径为 16 cm；井中充满原油，井眼内油水界面在深度 D 处。从 x_C、x_O、x_{Cl} 和 x_H 四条曲线上，都能将这两个界面分出来；钙的非弹性散射和俘获伽马产额 x_{Ca} 均与零线接近，而非弹性散射

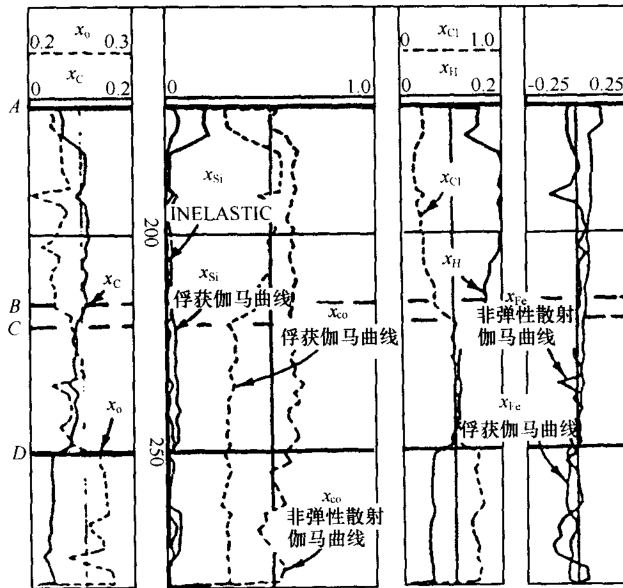


图 3－62　元素产额曲线图

钙产额高，正确地指示出岩性为石灰岩；地层和井筒中氯的影响，，使 $C \sim D$ 和 D 以下井段 x_{Cl} 升高，x_H 和钙俘获产额 x_{Ca} 降低；铁的非弹性散射和俘获产额都近于零。对元素产额曲线的变化特点有深刻理解之后，各种比值曲线和由比值导出的饱和度曲线的变化规律和解释方法也就不难理解了。

若用 S_{O1} 和 S_{O2} 分别表示在裸眼井用电测井确定的原始含油饱和度和用碳氧比测井测出的剩余油饱和度，比较这两条曲线就可观察到原油采出的程度和油水界面的变化。

（二）脉冲中子孔隙度测井

脉冲中子孔隙度测井是用同位素中子源的中子孔隙度测井的替代方法，比较典型的仪器是 APS 测井仪。

1. APS 阵列脉冲中子测井仪

图 3－63 为 APS 阵列脉冲中子测井仪示意图。脉冲中子发生器发射 14 MeV 的中子，由五个 ^{3}H 计数管记录超热中子和热中子。仪器有贴井壁装置，中子计数管的背后用碳化硼屏蔽起来，以消减井液的影响。最大的一对超热中子探测器，由短源距和长源距超热中子计数管组成，用与补偿中子测井类似的计数率比值法求地层的中子孔隙度。在上述两个计数器之间有三个计数器组成阵列，离源较近的一对是超热中子探测器，离源较远的一个是热中子探测器。用成对超热中子探测器测量：①与时间无关的超热中子计数率，高分辨率薄层超热中子测井曲线；②与时间无关的超热中子计数率，即中子脉冲间隔中的超热中

子计数率时间分布，其衰减常数是快中子慢化时间的量度，与地层含氢指数相关。矩阵中的热中子探测器，测量热中子计数率的时间分布，求地层的热中子宏观截面 Σ 或热中子寿命 τ。

2. *中子慢化时间与孔隙度的关系*

图 3-64 为不同孔隙度石灰岩超热中子计数率衰减曲线。可以看出，孔隙度大的地层计数率衰减快，孔隙度小的地层衰减慢。图 3-65 给出慢化时间的倒数与孔隙度的关系，石灰岩、白云岩和砂岩三种不同岩性数据点偏离不明显，即对岩性不敏感。实验表明，用比值法求出的超热中子孔隙度受岩性影响较大。这是因为，能量较高的快中子最初的一二次碰撞所占时间非常短，对慢化时间贡献很小，慢化时间主要是由能量已降低的中子与氢核的弹性碰撞决定的；用计数率比值法求孔隙度，通过测量中子慢化长度来求地层孔隙度，最初几次碰撞对中子慢化长度影响很大，因而受岩性影响较大。

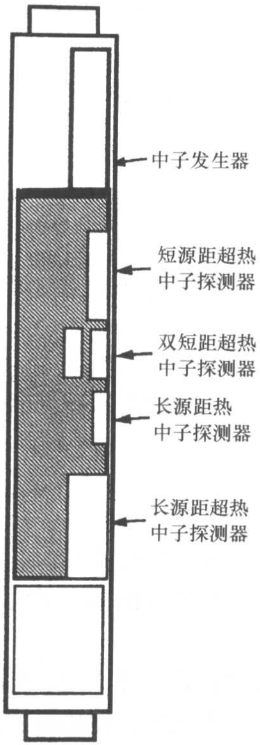


图 3-63　APS 结构示意图

（三）热中子寿命测井

热中子寿命测井，也称热中子衰减时间测井。用脉冲中子源向地层发射能量为 14 MeV 的中子，测量热中子或俘获伽马计数率随时间的衰减，算出地层的热中子宏观俘获截面或寿命。在地层水矿化度高时，可求出地层含水饱和度。

1. *岩石的热中子寿命和宏观俘获截面*

热中子寿命 τ 是指热中子从产生的瞬时起到被俘获的时刻止经过的平均时间。由计算可知，它等于原有的热中子已有 63.2% 被俘获而剩下的还有 36.8% 所经历的时间。在常遇地层中，热中子寿命 τ 主要与含氯量有关。热中子寿命 τ 与宏观俘获截面 Σ 的关系为

$$\tau = \frac{1}{v\Sigma} \tag{3-131}$$

式中：v 为热中子速度，cm/s。

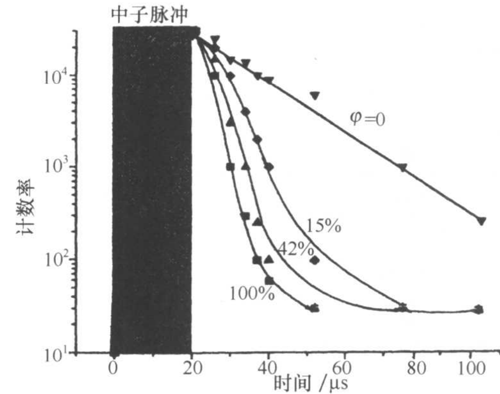


图 3-64　石灰岩超热中子计数率衰减曲线

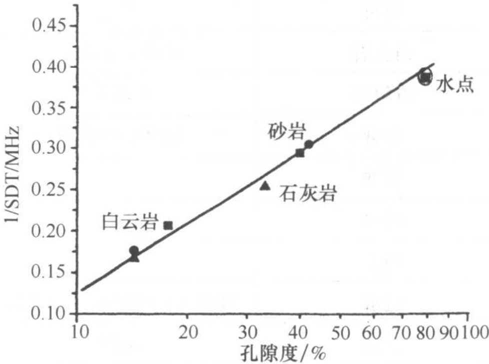


图 3-65　慢化时间与孔隙度的关系

热中子速度与环境温度有关，即

$$v = 1.28 \times 10^4 \times \sqrt{T} \quad (3-132)$$

式中：T 为绝对温度。

若热中子寿命 τ 以 μs 为单位，并将25℃时的热中子速度 2.2×10^5 cm/s 代入式（3－131），有

$$\tau = \frac{4.55}{\Sigma}(\mu s) \quad (3-133)$$

测井时，通常选用 $10^{-3}cm^{-1}$ 作为宏观俘获截面的单位，记作 cu，于是有

$$\tau = \frac{4550}{\Sigma}(\mu s) \quad (3-134)$$

单一化合物的宏观俘获截面可用式（3－135）计算，即

$$\Sigma = \rho \frac{602}{m} \Sigma n \sigma_i \quad (3-135)$$

式中：ρ 为密度，g/cm^3；n_i 为化合物分子中第 i 种原子的个数；σ_i 为第 i 种原子核的微观俘获截面；m 为相对分子质量。

纯岩石的热中子宏观俘获截面为

$$\Sigma = \Sigma_{ma}(1-\varphi) + \Sigma_w \varphi + \Sigma_h \varphi (1 - S_w) \quad (3-136)$$

式中：Σ_{ma}、Σ_w、Σ_h 分别为岩石骨架、地层水和烃的热中子宏观俘获截面。

当地层含泥质时，式（3－136）变成：

$$\Sigma = \Sigma_{ma}(1-\varphi - V_{sh}) + \Sigma_w S_w \varphi + \Sigma_h (1 - S_w)\varphi + \Sigma_{sh} V_{sh} \quad (3-137)$$

式中：V_{sh}、Σ_{sh} 分别为泥质的相对体积和热中子宏观俘获截面。

表3－15给出几种矿物的宏观俘获截面和寿命值。

从式（3－136）、式（3－137）和表3－14中数据可见：①高矿化度地层水热中子宏观俘获截面比石英、白云石和方解石等孔隙性岩石骨架矿物大一个数量级，是淡水或原油俘获截面的2～3倍，因而一般储层的宏观俘获截面主要决定于高矿化度地层水的相对体

表3－14　不同矿物的热中子宏观俘获截面和热中子寿命

矿物	分子式	Σ/cu①	τ/μs
石英	SiO_2	4.25	1070
白云石	$CaCO_3MgCO_3$	4.8	948
方解石	$CaCO_3$	7.3	632
石膏	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	19	240
原油		18～22	207～253
纯水	H_2O	22.1	205
粘土		35～55	83～130
盐水	H_2O（1×10^5mg/L NaCl）	58	78.5
岩盐	NaCl	770	6
硼砂	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	9000	0.5

①1cu = $10^{-3}cm^{-1}$

积。②高矿化度地层水的热中子宏观俘获截面和寿命与原油有明显区别，因而用中子寿命测井可测定含水饱和度。③地层中热中子俘获截面非常大的某些元素，如硼对中子寿命测井有严重的影响。④地层骨架矿物俘获截面与孔隙流体有明显区别，中子寿命测井对孔隙度敏感。⑤粘土矿物的俘获截面大，泥质含量对中子寿命测井有较大影响。

2. 热中子寿命和宏观俘获截面的测定

本章第三节曾给出用扩散方程表示的中子数守衡定律，即

$$\frac{1}{v}\frac{\mathrm{d}\Phi}{\mathrm{d}t} = S + D\nabla^2\Phi - \Sigma\Phi \tag{3-138}$$

式中：v 为中子速度；Φ 为中子通量。

测定热中子寿命时，开始计数的时间比中子发射时间要滞后一些，热中子产生项 S 已为零。通过选择源距，扩散项的影响也可减小，必要时可做适当校正。这样，式（3－138）简化为

$$\frac{\mathrm{d}\Phi}{\mathrm{d}t} = -v\Sigma\Phi \tag{3-139}$$

积分此式，得：

$$\Phi = \Phi_0 \mathrm{e} - v\Sigma t = \Phi_0 \mathrm{e}^{-t/\tau} \tag{3-140}$$

式中：τ 为中子寿命；Φ_0 为初值。

因中子或伽马计数率 N 与中子通量成正比，用 N 代替 Φ 后（3－140）仍正确。测井时，测量的计数率 N_t 包括三部分射线源的贡献：①井内介质对热中子计数率或俘获伽马计数率的贡献 N_1；②地层对热中子或俘获伽马计数率的贡献 N_2；③井内介质和地层生成的稳定的背景值 N_3。这部分按式（3－140）随时间衰减。用公式表示：

$$N_t = N_1 + N_2 + N_3 \tag{3-141}$$

或

$$N_t = N_{01}\mathrm{e}^{-t/\tau_1} + N_{02}\mathrm{e}^{-t/\tau_2} + N_3 \tag{3-142}$$

式中：N_{01}、N_{02} 和 N_3 是常数。

图3－66是按式3－142计算得到的关系曲线，用以说明中子寿命测井计数率衰减曲线的组成和各分量的特点。计算时取 $\Sigma_1 = 52.5$ cu 和 $\Sigma_2 = 12$ cu。与实测曲线相比，图中

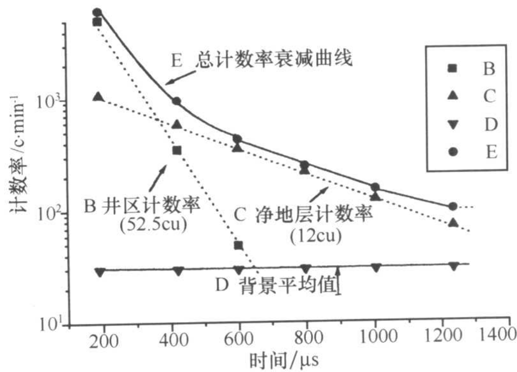


图3－66 中子寿命测井原理图

$1\mathrm{cu} = 10^{-3}\ \mathrm{cm}^{-1}$

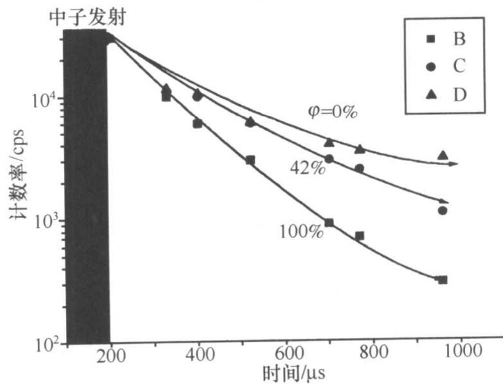


图3－67 石灰岩热中子计数率衰减曲线

未显示统计涨落，而其他特点是相同的。在设计数据采集时序时，应考虑图中显示的这些特点。中子寿命测井的主要用途是求地层的含水饱和度。由式（3－137）可得到含水饱和度：

$$S_w = \frac{(\Sigma - \Sigma_{ma}) - \varphi(\Sigma_h - \Sigma_{ma}) - V_{sh}(\Sigma_{sh} - \Sigma_{ma})}{\varphi(\Sigma_w - \Sigma_h)} \tag{3-143}$$

式中：Σ 为测井值；Σ_{ma}、Σ_h 和 Σ_{sh}分别为骨架、烃和泥质常数；Σ_w 为地层水的宏观俘获截面，对原状地层 Σ_w 是常数，而对注水开发油田它是变量；V_{sh}为泥质体积含量；φ 为孔隙度。

孔隙度不同时，衰减曲线的斜率不同。图 3－67 是不同孔隙度的石灰岩地层的热中子计数率衰减曲线，这说明求准孔隙度对用中子寿命测井确定含水饱和度是很重要的。

定量解释可信系数 c 应大于 0.5，计算公式为

$$c = \left[1 - \frac{\Sigma_{Sw} = 0}{\Sigma_{Sw} = 100\%}\right] \times 1.33 \tag{3-144}$$

中子寿命测井还可以监测油水界面、测定可动流体相对体积和剩余油饱和度变化。

第四章　地层倾角测井

地层倾角测井用来在钻井中测量地层的视电阻率、井斜、井径和下井仪方位等地层倾角数据资料；经过数据处理，获得地层的倾角和方位角等信息。用它可以研究构造地质学和沉积地质学等问题，对矿产资源，特别是油气藏的勘探与开发具有重要意义，深受地质学家欢迎。

第一节　地层倾角探测器概述

一、地层倾角测井仪

图 4-1 是现在广泛使用的地层倾角测井仪结构图，按用途可以分为以下几部分。

（一）微聚焦电极系

四个互成 90°的微聚焦电极系，安装在垂直于仪器轴的同一平面上，习惯称为Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ号臂，或Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ号极板。它们的作用是测出四条微电导率曲线。当地层岩性改变时，四条曲线上都有反映界面的拐点出现；根据这四个拐点，就可以知道地层界面的空间位置。

（二）井径仪

四个聚焦电极系的极板在推靠装置作用下，紧贴井壁；利用相对的两组极板可测出互成 90°的两条井径曲线。

（三）空间位置测量装置

利用罗盘测量Ⅰ号极板的方位角和Ⅰ号极板与井斜方向的相对方位角；利用井斜重锤测量钻井的倾角。

地层倾角测井仪能同时测出十条曲线，包括：四条微电导率曲线；两条井径曲线；三条空间位置曲线；一条电缆张力曲线。电缆张力曲线可以指出井下仪器在井内的运动情况，以便评价测井资料的可靠性。

二、高分辨率地层学地层倾角测井仪（SHDT）

新发展的地层倾角测井仪是四臂高分辨率地层倾角测井仪（SHDT）。图 4-2 是 SHDT 地层倾角测井仪。主要由电极系、井径仪和测斜系统及电子线路部分组成。

SHDT 用非机械测斜系统。在其探测器上装有一个三维加速度计 A_1、A_2、A_3 和三个一维磁力计 B_1、B_2、B_3。三维加速度计测得的三个分量 A_1、A_2、A_3 的合成矢量是重力加速度矢量，其方向为铅直向下。三个一维磁力计测得的三个分量 B_1、B_2、B_3 的合成矢量是地磁场矢量，其方向为磁北方向。因此，用三维加速计及三个一维磁力计测得的数据可以求出井斜的方位角 γ、井斜角 δ 和相对方位角 β 和 1 号极板方位角 μ。

三、地层倾角测井数据资料

由上述所介绍的二种地层倾角测井仪器可以看出，地层倾角测井现场记录九条曲线，

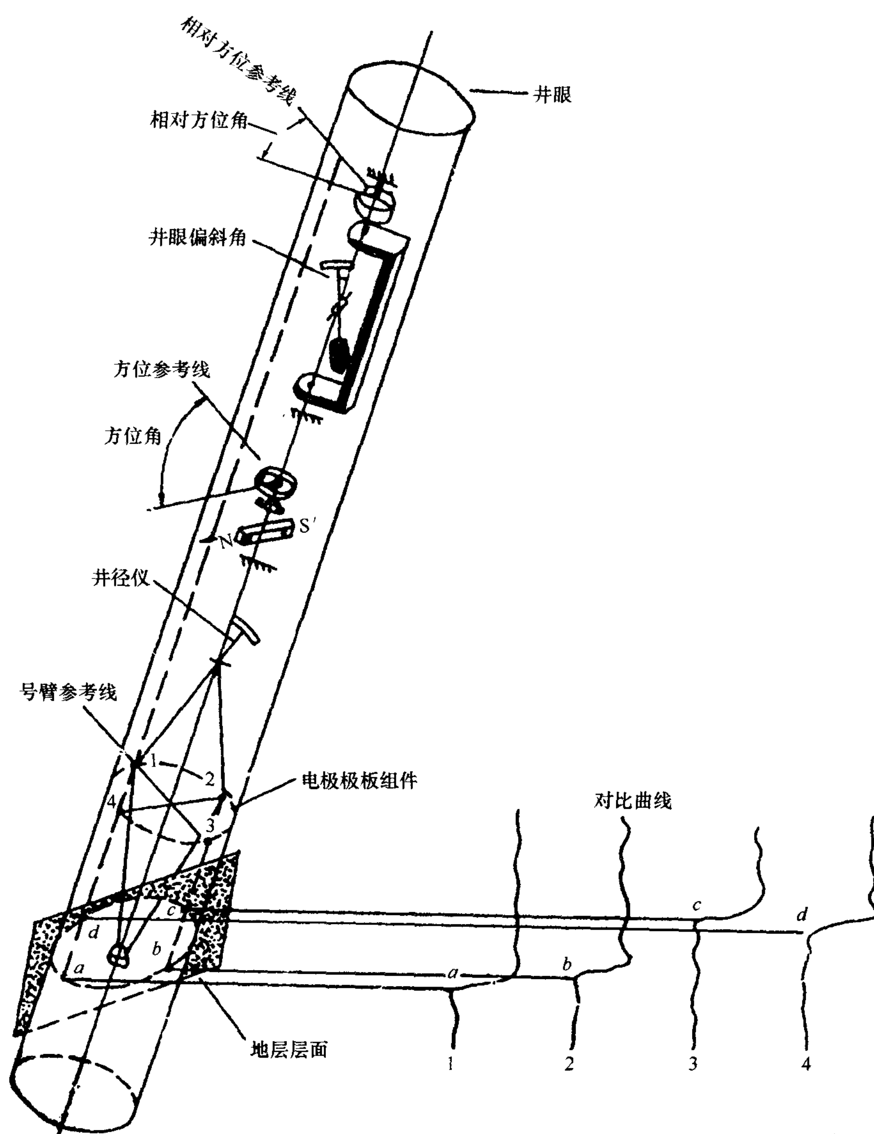


图 4－1　地层倾角测井仪

有时还加测一条电缆张力曲线。

图 4－3 为地层倾角测井模拟记录曲线，其中四条电导率曲线 DIP_1、DIP_2、DIP_3 和 DIP_4，一般只需记录电位差的相对幅度变化值，而不进行建立工程值和电位差值之间关系的刻度工作；其他五条曲线则需要工程值和电压值的标定。在现场记录四条电导率曲线时，其采样率是每米采样 320 个数据点，称之为快道采样；其他五条曲线的采样率是每米采样 40 个数据点，称为慢道采样。

地层倾角测井，只提供了求出地层倾角和倾向的数据资料，然后通过计算机处理和计算，得到地层倾角和倾向。如图 4－1 所示，假设井眼垂直地层水平，四条电导率曲线，

分别反映同一段地层（或地层界面）的四段曲线，它们之间的相对位移（或叫极板高程差）便为零。假设地层不是水平的，有一定倾角时，反映同一段地层的四段曲线之间，则有一定的相对位移$\overline{ab}$、$\overline{bc}$、$\overline{cd}$（称高程差）。对四条电导率曲线进行相关对比，以确定出这几个高程差。所确定出的四条对比曲线的高程差，描述了地层的空间几何位置，并由此计算出地层倾角和倾向。

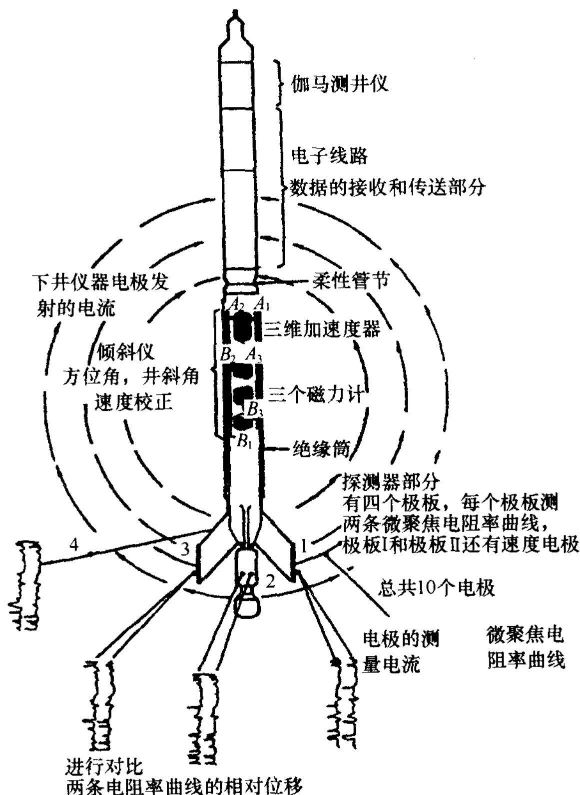


图 4-2　SHDT 地层倾角测井仪

第二节　地层倾角测量原理

一、根据地层法向矢量计算地层倾角和倾向

（一）地层面的倾角和倾向在大地坐标系中的表示

根据数学原理，空间一平面可以用与其相垂直的单位法向矢量来表示它的倾斜情况，如图 4-4 所示。$\boldsymbol{n}$ 是地层层面上的单位法向矢量，它表示地层层面的倾斜情况。

如图所示，设空间有一北东倾的地层面，大地坐标系 $O-ENV$ 为右手坐标系，其原点是该地层面与井轴的交点。地层面在 O 点的单位法向矢量为 $\boldsymbol{n}$，它在各轴上的投影分别为 n_E、n_N、n_V，即 $n = n_E\boldsymbol{i} + n_N\boldsymbol{j} + n_V\boldsymbol{k}$。坐标轴 OE 和 ON 所在的平面为水平面，它与地层面交线的为地层面的走向，用它与正北方的夹角（顺时针）表示，本例走向南东。地层面在 O 点上的倾向是它在该点由高到低变化最大的，用地层面在该点的倾向线在水平面上

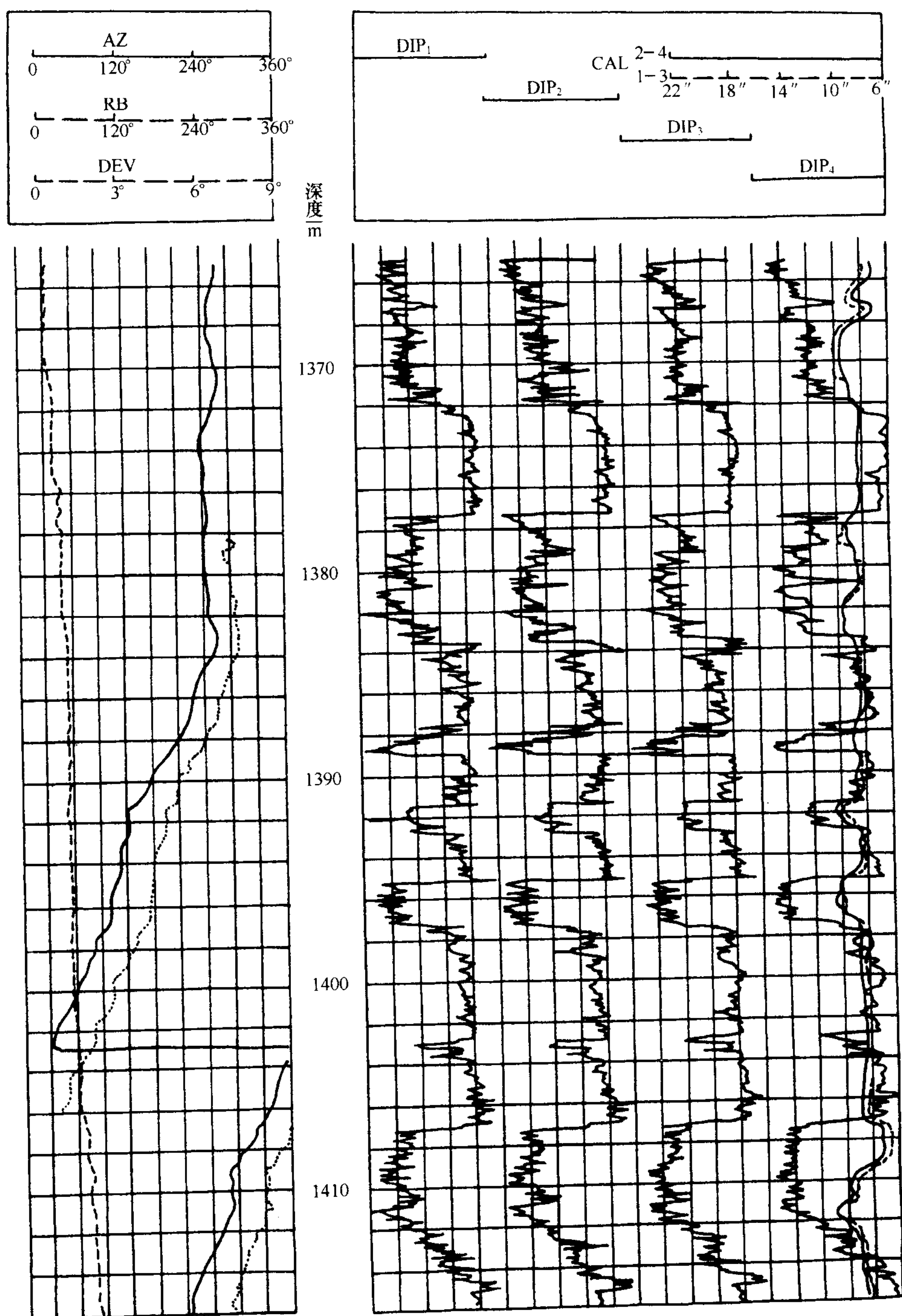


图 4-3　地层倾角测井记录曲线

的投影与正北方向的夹角（顺时针）表示，称为倾斜方位角，简称倾向，本例倾向北东。因为倾向线在水平面上与单位法向矢量在水平面上是一致的，故地层面在 O 点的单位法

向矢量 $\boldsymbol{n}$ 在水平面上的投影 n_H 与北的夹角 Φ 即为地层面的倾斜方位，其变化范围是 0°～360°。因为地层面的走向与倾向互成 90°，故地层倾角测井只确定地层倾向。地层面在 O 点的倾角是它在该点与水平面的夹角，其变化范围是 0°～90°。因为地层面的单位法向矢量 $\boldsymbol{n}$ 垂直于地层面，而铅直轴 OV 垂直于水平面，故 $\boldsymbol{n}$ 与 OV 的夹角 θ 即地层倾角，由图上的几何关系可得出地层倾角：

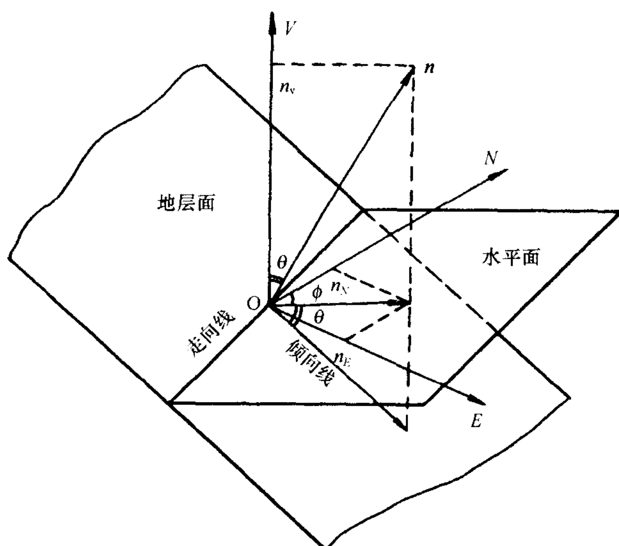


图 4－4　地层面的倾角和倾向在大地坐标系中的表示

$$\theta = \arctan \frac{\sqrt{n_E^2 + n_N^2}}{n_V} \tag{4-1}$$

地层倾斜方位角 ϕ 的计算与其大小有关，即与单位法向矢量的水平投影所在的象限有关。例如：

$$\left.\begin{aligned}
&\text{当}\ 0 < \phi < \frac{\pi}{2} (n_E > 0,\ n_N > 0) \\
&\phi = \arctan \frac{n_E}{n_N} \\
&\text{当}\ \frac{\pi}{2} < \phi < \pi\ (n_E > 0,\ n_N < 0) \\
&\phi = \arctan \frac{n_E}{n_N} + \pi \\
&\text{当}\ \pi < \phi < \frac{3}{2}\pi\ (n_E < 0,\ n_N < 0) \\
&\phi = \arctan \frac{n_E}{n_N} + \pi \\
&\text{当}\ \frac{3}{2}\pi < \phi < 2\pi\ (n_E < 0,\ n_N > 0) \\
&\phi = \arctan \frac{n_E}{n_N} + 2\pi
\end{aligned}\right\} \tag{4-2}$$

还有两个特例，当 $n_N = 0$，$n_E > 0$，$\phi = \frac{\pi}{2}$；当 $n_E = 0$，$n_E < 0$，$\phi = \frac{3}{2}\pi$。

由此可见，如果能够确定地层面在大地坐标系中的单位法向矢量 $\boldsymbol{n} = n_E\boldsymbol{i} + n_N\boldsymbol{j} + n_V\boldsymbol{k}$，那就可以按式（4－1）和（4－2）计算出地层倾角和倾向。

（二）确定地层面在仪器坐标系中的单位法向矢量

要确定地层面在空间的位置，至少要确定地层面上三个点。早期的三臂地层倾角测井仪就是按此思想设计的。现在使用四臂地层倾角测井仪，一般可在地层面上确定四个点，

每三个点就可以确定一个平面，这就可以用统计方法选出最符合地质情况的那个平面，使计算结果更可靠。即使某一臂测量出了问题，另外三个臂仍然可以计算地层倾角和倾向。因为平面上任何两点的坐标可确定一个矢量，而该平面任何两个矢量的矢量积可确定其法向矢量，通常用矢量积法确定地层面在仪器坐标系中的单位法向矢量。

如图 4-5，设有一西南倾向的地层面，其上、下分别是高阻层和低阻层。地层倾角仪探测器的下部是四个臂支持的贴井壁的电极系极板系统，相邻两个极板相隔 90°，按顺时针方向依次编号为 1、2、3、4。每个极板上有一个微聚焦电极系，仪器的机械系统使各极板与井壁接触良好，而且使四个微聚焦电极系的记录点始终在垂直于仪器轴的平面内，该平面称为仪器平面。地层倾角仪的上部还装有扶正器，它与下部的四臂极板系统结合起来，可使整个倾角仪在井内居中。因此，仪器平面也垂直井轴的。这样，为了确定地层面在空间的位置，我们可建立仪器坐标系 $O-FDA$（图 4-6），也是右手坐标系，OD 为 1 号极板记录点方向，OF 为 2 号极板记录点方向，OA 为井轴方向，代表深度。

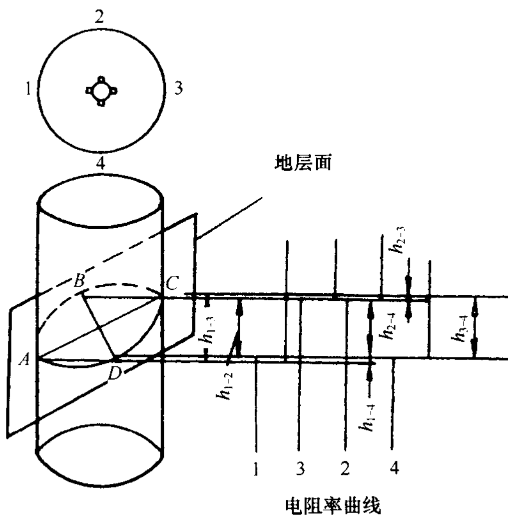


图 4-5　测量地层倾角的原理

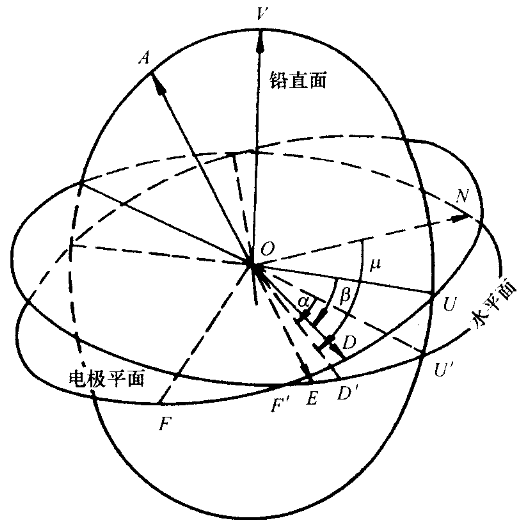


图 4-6　仪器坐标系与大地坐标系的关系

设 1~4 极板的记录点穿过地层面的位置依次是 A、B、C、D。从对应的微聚焦电导率曲线上容易确定深度分别是 Z_1、Z_2、Z_3、Z_4。这还不够，要确定这四点在仪器坐标系中的坐标，还必须知道相对两组极板的井径。所以，四臂极板系统还同时测出 1 与 3 号极板的井径 C_1 和 2 与 4 号极板方向的井径 C_2 两条井径曲线。这样，可确定地层面上四点的仪器坐标系中的坐标为 $A\ (0,\ C_1/2,\ Z_1)$，$B\ (C_2/2,\ 0,\ Z_2)$，$C\ (0,\ -C_1/2,\ Z_3)$，$D\ (-C_2/2,\ 0,\ Z_4)$。

已知地层面上的四个点以后，可用两种方法确定地层面的法向矢量。一是两个正交向量的矢量积，要同时用这四个点；二是两个斜交向量的矢量积，用四个点中任意三个点即可确定一个法向矢量，最多有十二种组合方式。如果把这两种方式结合起来，每一地层面最多可有十三种方式。究竟哪一种最符合实际情况只有用统计方法来确定，CLUSTER 程序就是解决这一问题。

1. 两个正交向量的矢量积法

如图4-5，我们把极板3、1方向的矢量 **CA** 记为 $\boldsymbol{R}_{31}$，把极板4、2方向的矢量 **DB** 记为 $\boldsymbol{R}_{42}$。假设这四个点都在同一平面，其矢量积 $\boldsymbol{R}_{42}\times\mathbf{R}_{31}$ 就是地层面的法向矢量。此处矢量 $\boldsymbol{R}_{42}$，$\boldsymbol{R}_{31}$，$\boldsymbol{R}_{42}\times\boldsymbol{R}_{31}$ 构成右手系，矢量 $\boldsymbol{R}_{42}\times\boldsymbol{R}_{31}$ 是向上的。根据各点的坐标，可把这些一表示如下：

$$\boldsymbol{R}_{31} = 0\boldsymbol{i} + C_1\boldsymbol{j} + (Z_1 - Z_3)\boldsymbol{k}$$

$$\boldsymbol{R}_{42} = C_2\boldsymbol{i} + 0\boldsymbol{j} + (Z_2 - Z_4)\boldsymbol{k}$$

$$\boldsymbol{R}_{42}\times\boldsymbol{R}_{31} = \begin{vmatrix} \boldsymbol{i} & \boldsymbol{j} & \boldsymbol{k} \\ C_2 & 0 & Z_2 - Z_4 \\ 0 & C_1 & Z_1 - Z_3 \end{vmatrix}$$

$$= (Z_4 - Z_2)C_1\boldsymbol{i} + (Z_3 - Z_1)C_2\boldsymbol{j} + C_1C_2\boldsymbol{k}$$

式中：$\boldsymbol{i}$、$\boldsymbol{j}$、$\boldsymbol{k}$ 分别是仪器坐标系各轴上的单位向量。

若把地层面法向矢量的模记为 S_1，是地层面在仪器坐标中的单位法向矢量是

$$\begin{cases} \boldsymbol{n} = \mathrm{n}_F\boldsymbol{i} + n_D\boldsymbol{j} + n_A\boldsymbol{k} \\ n_F = (Z_4 - Z_2)C_1/S_1 \\ n_D = (Z_3 - Z_1)C_2/S_1 \\ n_A = C_1C_2/S_1 \\ S_1 = [(Z_4 - Z_2)^2C_1^2 + (Z_3 - Z_1)^2C_2^2 + C_2^2C_1^2]^{\frac{1}{2}} \end{cases} \tag{4-3}$$

式中的深度差（Z_4-Z_2）、（Z_3-Z_1）以及任何两条曲线在同一地层面上的深度差，我们以后将称为高程差或曲线位移。

2. 两个斜交向量的矢量积法

用地层面上 A、B、C、D 四点中任何三个点可构成两个斜交向量，其矢量积也应是地层面的法向矢量。这又可分两种情况，每相邻三点的组合，共有四组；相对两点（对角线上两点）与另一点组合，共有八组。

相邻三点的组合。例如 A、B、C 三点（图4-5），我们把向量 **AB** 记为 $\boldsymbol{R}_{12}$，把向量 **BC** 记为 $\boldsymbol{R}_{23}$，则矢量积 $\boldsymbol{R}_{23}\times\boldsymbol{R}_{12}$ 是地层面的法向矢量。根据各点的坐标，可把这些矢量表示如下：

$$\boldsymbol{R}_{12} = \frac{C_2}{2}\boldsymbol{i} + \frac{C_1}{2}\boldsymbol{j} + (Z_2 - Z_1)\boldsymbol{k}$$

$$\boldsymbol{R}_{23} = -\frac{C_2}{2}\boldsymbol{i} + \frac{C_1}{2}\boldsymbol{j} + (Z_3 - Z_2)\boldsymbol{k}$$

$$\boldsymbol{R}_{23}\times\boldsymbol{R}_{12} = \begin{vmatrix} \boldsymbol{i} & \boldsymbol{j} & \boldsymbol{k} \\ \dfrac{-C_2}{2} & \dfrac{-C_1}{2} & Z_3 - Z_2 \\ \dfrac{-C_2}{2} & \dfrac{-C_1}{2} & Z_2 - Z_1 \end{vmatrix}$$

$$= \frac{C_1}{2}[(Z_3 - Z_2) - (Z_2 - Z_1)]\boldsymbol{i} + \frac{C_2}{2}[(Z_3 - Z_2) + (Z_2 - Z_1)]\boldsymbol{j} + \frac{C_1C_2}{2}\boldsymbol{k}$$

若把矢量积 $\boldsymbol{R}_{23} \times \boldsymbol{R}_{12}$ 的模记为 S_2，则地层面在仪器坐标系的单位法向矢量是：

$$\begin{cases} \boldsymbol{n} = n_F\boldsymbol{i} + n_D\boldsymbol{j} + n_A\boldsymbol{k} \\ n_F = \dfrac{C_1}{2S_2}[(Z_3 - Z_2) - (Z_2 - Z_1)] \\ n_D = \dfrac{C_2}{2S_2}[(Z_3 - Z_2) - (Z_2 - Z_1)] \\ n_A = \dfrac{C_1C_2}{2S_2} \\ S_2 = \dfrac{1}{2}\{C_1^2[(Z_3 - Z_2) + (Z_2 - Z_1)]^2 + C_2^2[(Z_3 - Z_2) + (Z_2 - Z_1)]^2 + C_1^2C_2^2\}^{\frac{1}{2}} \end{cases} \tag{4-4}$$

相对两点与另一点的组合。例如，相对的 A、C 两点与 B 的组合，把向量 **CA** 记为 $\boldsymbol{R}_{31}$，把向量 **CB** 记为 $\boldsymbol{R}_{32}$，则矢量积 $\boldsymbol{R}_{32} \times \boldsymbol{R}_{31}$ 是地层面的法向矢量。根据各点坐标，可把这些矢量表示如下：

$$\boldsymbol{R}_{31} = 0\boldsymbol{i} + C_1\boldsymbol{j} + (Z_1 - Z_2)\boldsymbol{k}$$

$$\boldsymbol{R}_{32} = \frac{C_2}{2}\boldsymbol{i} + \frac{C_1}{2}\boldsymbol{j} + (Z_2 - Z_3)\boldsymbol{k}$$

$$\boldsymbol{R}_{32} \times \boldsymbol{R}_{31} = \begin{vmatrix} \boldsymbol{i} & \boldsymbol{j} & \boldsymbol{k} \\ \dfrac{C_2}{2} & \dfrac{C_1}{2} & Z_2 - Z_3 \\ 0 & C_1 & Z_1 - Z_2 \end{vmatrix}$$

$$= \frac{C_1}{2}[(Z_1 - Z_3) - 2(Z_2 - Z_1)]\boldsymbol{i} + \frac{C_2}{2}(Z_2 - Z_1)\boldsymbol{j} + \frac{(C_1C_2)}{2}\boldsymbol{k}$$

若把矢量积 $\boldsymbol{R}_{32} \times \boldsymbol{R}_{31}$ 的模记为 S_3，则地层面在仪器坐标系中的单位法向矢量是：

$$\begin{cases} \boldsymbol{n} = n_F\boldsymbol{i} + n_D\boldsymbol{j} + n_A\boldsymbol{k} \\ n_F = \dfrac{C_1}{2S_3}[(Z_1 - Z_3) - 2(Z_2 - Z_3)] \\ n_D = \dfrac{C_2}{2S_3}(Z_3 - Z_1) \\ n_A = \dfrac{C_1C_2}{2S_3} \\ S_2 = \dfrac{1}{2}\left\{C_1^2[(Z_1 - Z_3) - 2(Z_2 - Z_3)]^2 + C_2^2[(Z_3 - Z_1)]^2 + C_1^2C_2^2\right\}^{\frac{1}{2}} \end{cases} \tag{4-5}$$

（三）确定地层面在大地坐标系中的单位法向矢量

当用上述方法求得地层面在两坐标系中的单位法向矢量以后，要确定地层面在大地坐标系中的单位法向矢量，实际上只是一个三维坐标的变换问题，即将仪器坐标系变换成大地坐标系。这需要将仪器坐标系作三次旋转。下面将介绍这三次旋转的方法。

1. 第一次旋转

如图 4-6，仪器坐标系 $O-FDA$ 和大地坐标系 $O-ENV$ 的原点在井轴 OA 与地层面的

交点上，两者都是右手系。仪器平面是 FOD 所在的平面，水平面是 EON 所在的平面，两者交线为$\overline{OF'}$。通过 AOV 的是一个铅垂面，它与仪器平面的交线是$\overline{OU}$。因为$\overline{OF'}$是仪器平面与水平面的交线，它垂直于$\overline{OA}$和$\overline{OV}$，即与通过它们的铅垂面相垂直，那它应垂直于铅垂面与仪器平面的交线$\overline{OU}$。于是仪器颊上有：$\angle FOD = \angle F'OU = \frac{\pi}{2}$，且$\angle FOF' = \angle DOU = \frac{\pi}{2} - \angle F'OD$。设$\angle DOU$ 为 β，则第一次旋转的方法是：将仪器坐标系 $O-FDA$ 绕 OA 轴反时针旋转 β 角，使 OF 轴与 OF'轴重合；而 OD 轴与 OU 重合，仪器平面在空间的位置不变，得到新坐标系 $O-F'UA$。地层面单位法向矢量的终点在这两个坐标系中的坐标有如下关系：

$$\begin{bmatrix} n_F \\ n_U \\ n_A \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\beta & \sin\beta & 0 \\ -\sin\beta & \cos\beta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} n_F \\ n_D \\ n_A \end{bmatrix} = R_1 \begin{bmatrix} n_F \\ n_D \\ n_A \end{bmatrix}$$

第一次旋转的角度在数学上叫进动角，地层倾角测井称为仪器的相对方位，亦称 1 号极板相对方位或井轴相对方位。

2. *第二次旋转*

OA 和 ***OV*** 分别是仪器平面和水平面的法线，仪器平面和水平面的夹角等于$\angle AOV$。我们把仪器轴 OA 和铅垂线的夹角$\angle AOV$ 记为 δ。前已指出，OF'垂直于通过仪器轴的铅垂面，且 OA、OV、OU 均在这一平面内，可使坐标系 $O-F'UA$ 绕 OF'轴顺时针旋转 δ 角，使 OA 与 OV 重合，OU 移到水平面上的 OU'轴，仪器平面与水平面重合，得新坐标系 $O-F'U'V$。地层面单位法向矢量终点在新旧坐标系中的坐标有如下关系：

$$\begin{bmatrix} n'_U \\ n_V \\ n'_F \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(-\delta) & \sin(-\delta) & 0 \\ -\sin(-\delta) & -\cos(-\delta) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} n_U \\ n_A \\ n'_F \end{bmatrix}$$

此处把被旋转的坐标看成 $O-UAF'$（右手系），并且绕 OF 顺时针旋转 δ 角，把旋转角取成负值。为了使上式的排列顺序与前式一致，把上式改写如下：

$$\begin{bmatrix} n'_F \\ n'_U \\ n'_V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos\delta & -\sin\delta \\ 0 & \sin\delta & \cos\delta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} n'_F \\ n_U \\ n_A \end{bmatrix} = R_2 \begin{bmatrix} n'_F \\ n'_U \\ n_A \end{bmatrix}$$

第二次旋转角 δ 在上叫章动角，地层倾角测井称为仪器或井眼的倾斜角，常称井斜角。井斜角 δ 是井轴（仪器轴）与铅垂线的夹角，变化范围是 $0°\sim90°$。

3. *第三次旋转*

经过第二次旋转以后，已经使 OA 与 OV 重合，仪器平面与水平面重合。如果再使新坐标系 $O-F'U'V$ 绕 OV 轴反时针旋转$\angle U'ON$，则 $O'U$ 与 ON 重合，OF'必然与 OE 重合，仪器坐标系 $O-FDA$ 完全与大地坐标系 $O-ENV$ 重合了。如果把旋转角$\angle U'ON$ 记为 γ，地层单位法向矢量的终点在新旧坐标系中的坐标有如下关系：

$$\begin{bmatrix} n_E \\ n_N \\ n_V \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\gamma & \sin\gamma & 0 \\ -\sin\gamma & \cos\gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} n'_F \\ n'_U \\ n_V \end{bmatrix} = R_3 \begin{bmatrix} n'_F \\ n'_V \\ n_V \end{bmatrix}$$

综合三次坐标变换的结果，可得地层面单位法向矢量的终点在大地坐标系和仪器坐标系中的坐标有如下关系：

$$\begin{bmatrix} n_E \\ n_N \\ n_V \end{bmatrix} = R_3 R_{21} \begin{bmatrix} n_F \\ n_D \\ n_A \end{bmatrix}$$

由此得：

$$\begin{cases} n_V = n_A\cos\delta + n_D\sin\delta\cos\beta - n_F\sin\delta\sin\beta \\ n_N = -n_A\cos\gamma\sin\delta + n_D\cos\gamma\cos\delta\cos\beta - n_D\sin\gamma\sin\beta \\ \qquad - n_F\cos\gamma\cos\delta\sin\beta - n_F\sin\gamma\cos \\ n_E = -n_A\sin\gamma\sin\delta + n_D\sin\gamma\cos\delta\cos\beta + n_D\cos\gamma\sin\beta \\ \qquad - n_F\sin\gamma\cos\delta\sin\beta - n_F\cos\gamma\cos\beta \end{cases} \tag{4-6}$$

第三次旋转角 γ 数学上叫自动角，地层倾角测井称为井斜方位或井眼方位。井斜方位角是井斜方向在水平面上的投影与正北方向的夹角（顺时针），变化范围是 0°～360°。

以上三次旋转的旋转角，数学上统称欧拉角，这种变换又称欧拉变换。在地层倾角测井中，Ⅰ号极板相对方位角 β 和井斜角 δ 都是直接测量的。低角度测斜系统除了测量 β 和 γ，还要测量Ⅰ号极板方位角 μ。Ⅰ号极板方位角 μ 是Ⅰ号极板的水平与正北方向的夹角（顺时针），变化范围 0°～360°。如图 4－6，OD 为Ⅰ号极板方向，其水平投影为 OD'。在水平面上，Ⅰ号极板方位角 $\mu = \angle D'ON$，井斜方位角 $\gamma = \angle U'ON$，Ⅰ号极板相对方位角 β 在水平面上的投影 $\angle D'OU$ 记为 α，其相互关系为

$$\begin{cases} \gamma = \mu - \alpha \\ \alpha = \arctan \dfrac{\sin\beta}{\cos\beta\cos\delta} \end{cases} \tag{4-7}$$

二、地层倾角测井数据处理及成果显示

（一）数据处理

传统地层倾角测井曲线对比方法基本上有三类：一种是相关对比法；一种是图形识别法；一种是点对点对比法。

1. 曲线相关对比分析

用计算机对四条电导率曲线对比，确定属于同一地层层面的四条曲线的位置，以便求出正确的高程差。对比时，把第一条电导率曲线的一段固定，依次选择第二、第三、第四条电导率曲线上相同长度的一段与其对比，求出第二、第三、第四条电导率曲线在不同位置上的相关系数，并找到相关系数最大的位置，即属于同一地层层面的位置，算出任意两条曲线的高程差。

相关对比时，采取一定的对比长度进行对比。研究区域性倾角时，一般采用长对比长度，通常为 3～10 m；研究沉积结构和局部构造时，一般采用短对比长度。通常，对比长度为 1 m 以下。

2. 图形识别法

图形识别法力图让计算机模拟人的视觉去识别对比曲线上不同形态的曲线段。为识别

这些曲线段，模式识别为基础，编制了 GEODIP 程序。GEODEP 程序可以分为三个阶段。

第一阶段是特征提取。GEODIP 程序把曲线分为五类标准图形：①峰；②谷；③尖峰；④平直线段；⑤台阶（图 4－7）。

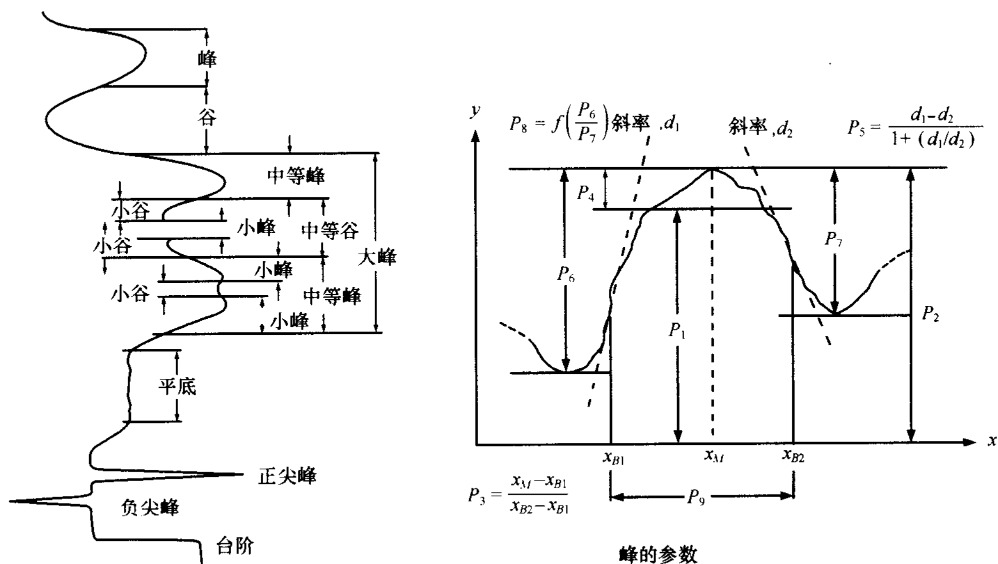


图 4－7　典型的标准图形及峰的参数

每一种标准图形的特征用图形矢量来描述。例如在峰处，由下列 9 个参数定义：①平均值（P_1）；②最大值（P_2）；③最大值在峰上的位置（P_3），$P_3 = (x_M - x_{B1}) / (x_{B2} - x_{B1})$；④最大值减平均值（$P_4$）；⑤左右拐点对称度（$P_5$），$P_5 = (d_1 - d_2) / [1 + (d_1/d_2)]$；⑥左跳跃（$P_6$）；⑦右跳跃（$P_7$）；⑧左右跳跃平衡度（$P_8$） $= -(P_6/P_7) / ([1 + |P_6/P_7|])$；⑨峰宽（$P_9$）。

第二阶段是用两条曲线上的标准图形相似系数及非交叉对比法找出这两条曲线上相对应的标准图形的位置。

第三阶段是计算地层倾角。

3. *点对点对比法*

用点对点对比方法编制了 STRATADIP 程序。程序可分为三个方法步骤阶段：第一阶段是用曲线活度来确定和描述地层界面；第二阶段是点对点曲线搭配，用动态规划法找出两条曲线上点对点的位置；第三阶段是计算地层倾角。

（二）成果显示

地层倾角测井利用计算机调用各种程序将地层倾角计算成果打印成数据表和绘制出各种图件。

1. *数据表*

原始数据表和最终成果表。前者是必列的，后者是可选择的。

原始数据表包括深度，井斜角 δ，井斜角相对方位角 β，Ⅰ号极板的方位角 μ，井径

值 D_{13}、D_{24}，四个高程 Z_1、Z_2、Z_3、Z_4。

最终成果表包括：井段深度、地层倾角 θ、地层倾斜方位角 ϕ、地层倾斜方向、井斜角 δ、井斜方位角、井斜方向及计算点置信度（质量等级，其范围为 1～100，100 为对比质量最好）。这些数据是绘制成果图的基础数据。表 4－1 是解释成果表的一个实例。

表 4－1 地层倾角测井解释成果实例

深 度/m		地 层 倾 斜			井 眼			等 级
顶界	底界	倾角/（°）	方位/（°）	方向	井斜角/（°）	方位角/（°）	方向	
4711	4719	2.0	151	S29°E	0.8	58	N58°E	100
4713	4721	2.0	148	S2°E	0.4	62	N62°E	100
4715	4723	2.0	147	S33°E	0.4	59	N59°E	100
4717	4725	1.9	121	S59°E	0.4	50	N50°E	100
4719	4727	1.9	116	S64°E	0.4	50	N50°E	100
4721	4729	1.9	60	S60°E	0.4	49	N49°E	100

2. 成果图

1）矢量图。矢量图的表示和内容如图 4－8 所示。图中的纵坐标为深度，横坐标是倾角，横坐标的比例尺是非线性的，黑点的位置表示它的深度和倾角，黑点上的箭头表示地层的倾向和方位（以极坐标表示）。图 4－8 的矢量图表明在 1730 m 处，地层层面向北 30°东倾斜，倾角为 10°。图 4－9 是我国某油田地层倾角测井的矢量图。

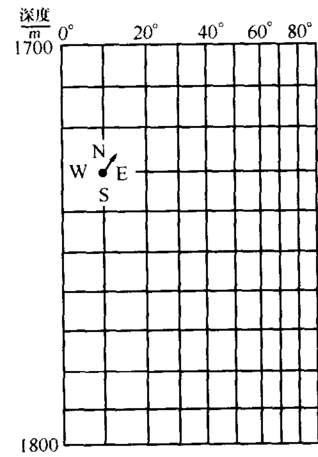


图 4－8 矢量图的表示法

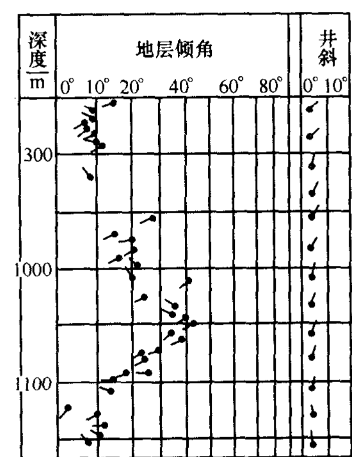


图 4－9 地层倾角测井矢量图

2）杆状图（棍棒图）。杆状图是表示沿剖面线的地层视倾角随深度变化的图件。（如图 4－10 所示）。

杆状图对于井间地层对比或绘制横剖面图是有用的。

3）方位频率图。方位频率图是在一定的研究井段中以统计方法建立的极坐标图（如

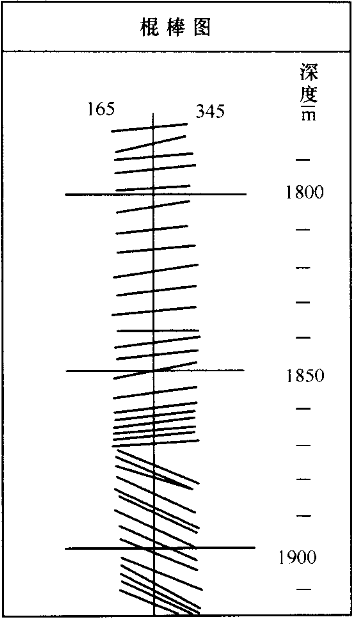


图 4－10　棍棒图

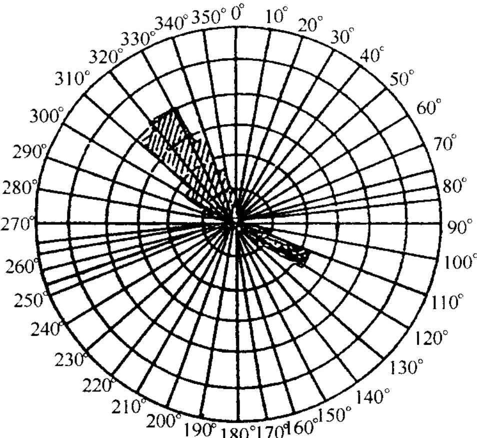


图 4－11　方位频率图

井段：1704～2494 m

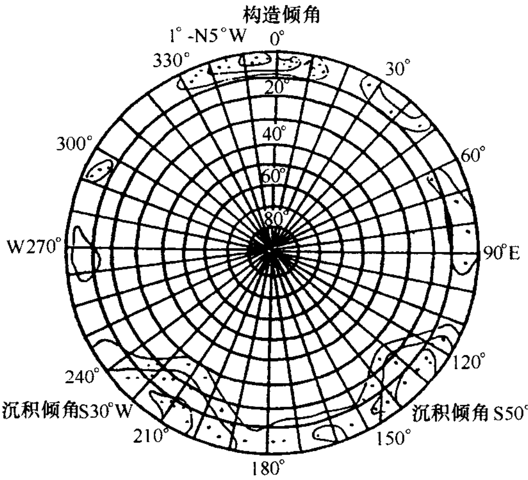


图 4－12　改进的施密特图

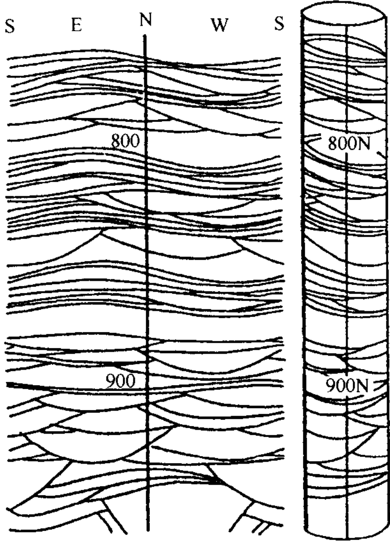


图 4－13　圆柱面展开图

图 4－11 所示）。在选择研究井段时，要求该井段为一连续一致的单元，不应包含有不整合、断层等不连续的情况。

4）改进的施密特图。改进的施密特图也是一种极坐标图。同心圆从外边缘 0°到中心的 90°表示地层倾角，如图 4－12 所示。根据井段内各点倾角和方位的大小标在相应的坐

标图上，用等值线标出每个小扇形区点子数相同的区域。构造倾角的点子集中在极坐标图的外圈区域，等值线呈扁长形，倾角小且变化很小。沉积倾角变化大且倾角较大，等值线图通常呈三角形，底边接近极坐标的外圈，顶角指向坐标中心。

5）圆柱面展开图。圆柱面展开图相当于岩心素描的展形图，用它可以研究地层倾角和观察各种层理。图4－13为圆柱面展开图的实例。

第三节　地层倾角测井的地质应用

一、倾角模式及其地质含义

地层倾角测井研究构造和沉积时，在矢量图上可以把地层倾角的矢量与深度关系大致分为四类（图4－14）。

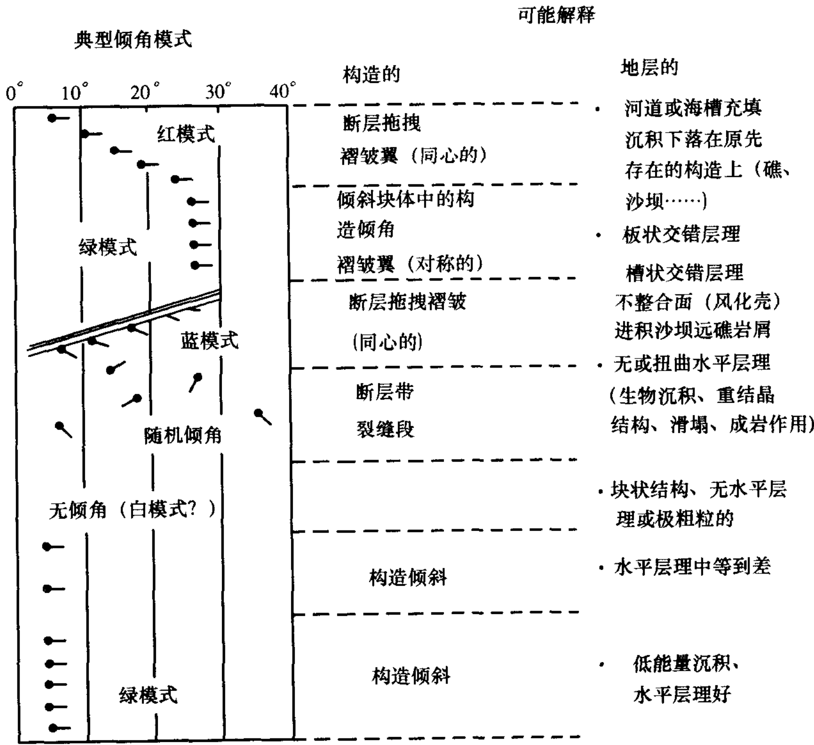


图4－14　地层倾角模式及地质解释

1）红模式。倾向大体一致，倾角随深度增加而增大的一组矢量，它可以指示断层、砂坝及河道等。

2）蓝模式。倾向大体一致，倾角随深度增加逐渐变小的一组矢量。它一般反映地层水流层理、不整合等。

3）绿模式。倾向大体一致，倾角随深度不变的一组矢量。一般反映构造倾斜和水平

层层理等。

4）白模式（杂乱模式）。倾角变化大或矢量点很少，这种倾角模式的可信度差，标示着有新层面、风化面或岩性粗的块状地层等存在。

二、地层倾角测井构造地质学研究

测井资料的构造地质研究，主要是褶皱、断层和不整合三类地质现象的地层产状和构造要素的准确确定。研究构造的主要测井资料是地层倾角测井和井壁成像测井资料。

（一）褶皱构造

1. 对称背斜

当井没有穿过轴面，矢量图为绿色模式显示（图4－15），与单斜构造显示相同。但是在轴面两侧钻井，两口井的矢量图在同一岩层出现倾向相反的倾角。

如果井钻在背斜的顶部，这时测得的地层倾角就很小，倾斜方位角也就很乱（图4－16）。只有钻在两翼上，才会显示出倾角较大、方位角一致的绿色模式。

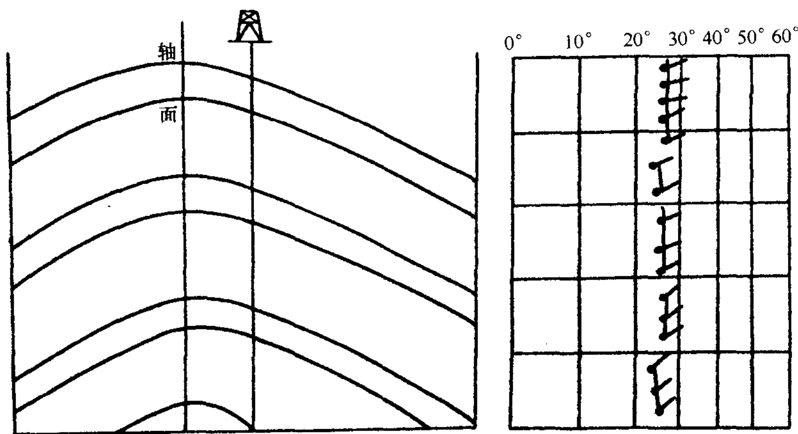


图4－15　对称背斜的绿模式

2. 不对称背斜

当不对称背斜和轴面重合，井钻遇的不对称背斜次序是缓翼—脊面—陡翼时，矢量图有下列特征（图4－17）。

1）在缓翼地层中，构造倾角与倾斜方位角基本一致，矢量图呈绿色模式。

2）由缓翼地层逐渐接近构造脊面，倾角随深度增加而减小，矢量图呈蓝色模式。在背斜脊面处倾角接近零度。

3）有背斜脊面向陡翼地层过渡时，倾角随深度增加而增大，倾向与上翼地层相反，矢量图成红色模式。

4）在陡翼地层中，倾角稳定，倾角比缓翼地层大，倾向与缓翼地层相反，矢量图呈绿模式。

其模式组合为绿—蓝—红（反）—绿（反、大）。

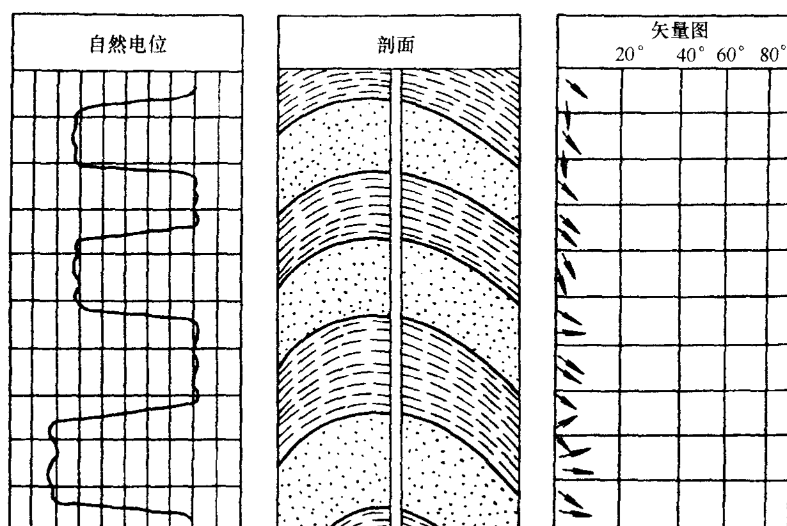


图 4－16 对称背斜的乱模式

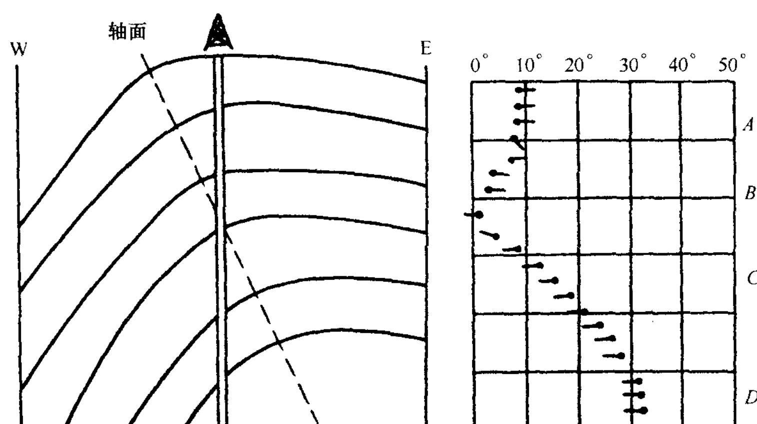


图 4－17 非对称背斜井眼穿过轴面的地层倾角矢量图特征

3. 倒转背斜

倒转背斜的特点是下翼倾角比上翼大，两翼倾向相同。当井穿过倒转背斜轴面时，矢量图有下列特征显示（图 4－18）。

1）在上翼地层中，矢量图呈绿色模式，倾角和倾向基本不变。

2）由上翼地层至背斜脊面，矢量图呈蓝色模式，倾角随深度增加而减小。

3）由背斜脊面至背斜轴面，矢量图呈红色模式，倾向相反。至倒转背斜转折面，倾角随深度增大，一直增加到 90°直立为止。有的倒转背斜在此部分，由于弯曲太大造成断裂，矢量图不为红色模式而以散乱模式显示。

4）由转折面进入下翼地层，矢量图呈蓝色模式，倾角由最大值随深度增加而减小，

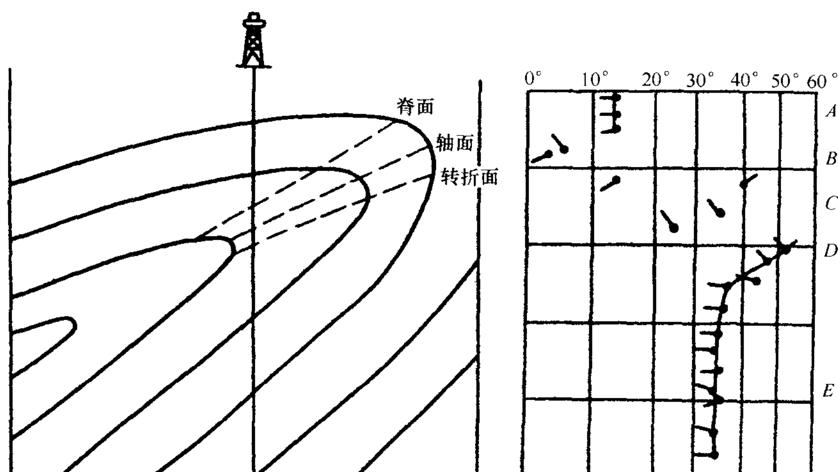


图 4－18　倒转背斜的矢量模式

倾向与上翼地层相同。

5）在下翼地层中，矢量图呈绿色模式；但倾角比上翼地层大，倾斜方位与上翼地层基本一致。

此种倒转背斜的模式组合为绿—蓝—红（反）—蓝—绿（大）或绿—蓝—乱—蓝—绿（大）。

对于其他类型的褶皱构造，可以采用同样方式确定其倾角矢量模式组合。

（二）地层倾角测井的断层研究

1. 断层面没有变形的断层

图 4－19 为正断层，在井眼中 E 层缺失。由于断层面没有变形，矢量图显示与单斜构造一样，不能用倾角资料判断、确定这类断裂。同样倾角测井也不能确定断层面没有变形的逆断层。

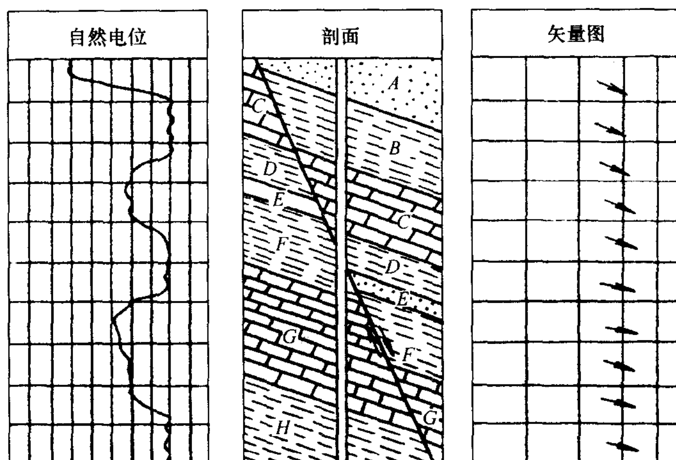


图 4－19　断层面没有变形的正断层在矢量图上显示

2. 有破碎带的断层

当地层很硬时，岩层沿断层面形成破碎带。由于破碎带中地层倾向没有固定方向，故矢量图为绿—乱—绿模式（图4－20）。

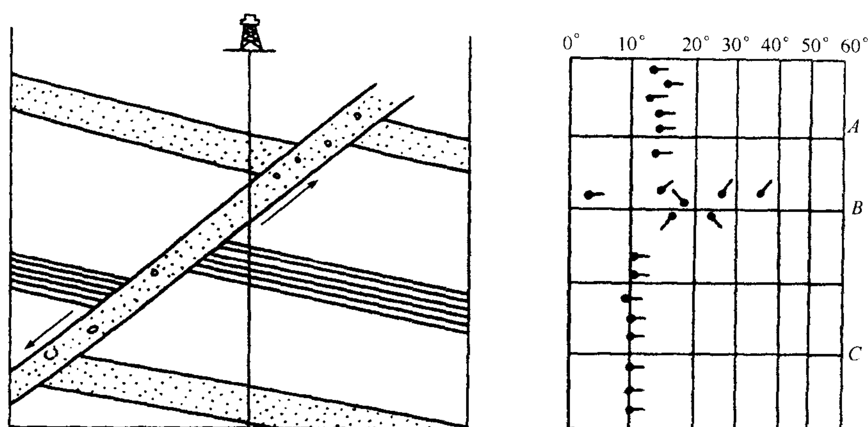


图4－20　断裂破碎带断层

3. 有拖曳现象的断层

塑性岩层上下盘沿断层面作相对运动时，由于摩擦力的作用，地层层面在断层面处发生形变，就有可能从矢量图上认出断层。

（1）断面与层面倾向相同的正断层

图4－21为带有拖曳现象的正断层，断层面与地层面向同一方向倾斜。由于上盘顺断层面下滑，下盘沿断层面上推，使上下盘在拖曳区倾角变大，矢量图上有下列特征。

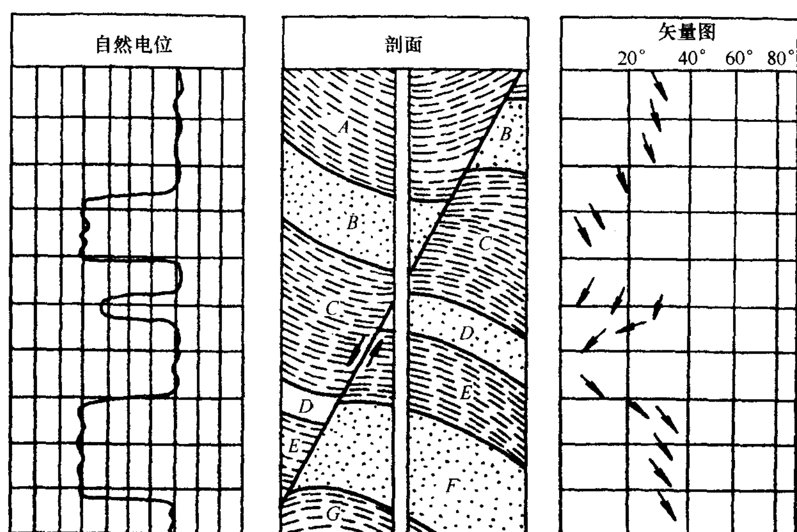


图4－21　反向牵引正断层

1）在上盘岩层中，层面为未受拖曳影响，矢量图呈绿模式。此时的倾角和方位角为上盘岩层的倾角与方位角。

2）进入上盘拖曳区，倾角增大，至断层面，倾角最大。矢量图为红色模式显示。此时最大倾角的深度为断点深度，其倾角及方位角为断面的倾角及方位角。

3）进入下盘拖曳区，倾角减小，矢量图为蓝色模式。

4）进入下盘，未受拖曳影响的岩层倾角稳定，矢量图为绿色模式显示。

矢量图显示为绿—红—蓝—绿模式组合，方位始终一致。

（2）断面与层面倾向相反的正断层

图4－22为带拖曳现象的正断层，断层面与地层面倾向相反。由于上盘下滑，在拖曳区出现小向斜；下盘上推，在拖曳区出小背斜。整个矢量图显示为绿—蓝—红（反）—蓝（反）—红—绿模式组合。红（反）模式最大倾角处的深度为断点深度，其矢量点倾角和方位角接近断层面的倾角和方位角。

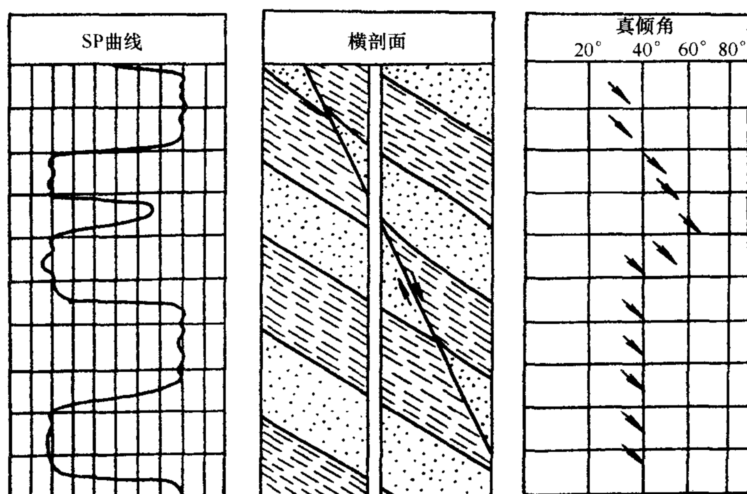


图4－22 同向牵引正断层

（3）断面与地层面倾向相同的逆断层

带有拖曳现象的逆断层，断层面与地层面倾向相同时，上盘在拖曳区出现小背斜，下盘拖曳区出现小向斜。整个矢量模式组合为绿—蓝—红（反）—蓝（反）—绿模式（图4－23）。断点处倾角矢量模式组合为红（反）—蓝（反）模式组合。红模式倾角最大处对应断点埋深，断层面倾向与红（反）模式矢量方向相反。这种情况下不能确定断层面倾角。

（4）断面与层面倾向相反的逆断层

图4－24为带有拖曳现象的断层，断层面与地层面倾向相反，由于上盘顺断层面上推，下盘沿断层面下滑，使上下盘在拖曳区倾角变大。矢量图显示为绿—红—蓝—绿模式，倾角最大深度为断点深度。

综合上述分析，拖曳断层显示有两种模式，即绿—红—蓝—绿和绿—蓝—红（反）—蓝（反）—红—绿。但是，怎样判断绿—红—蓝—绿是断面与层面相同的正断

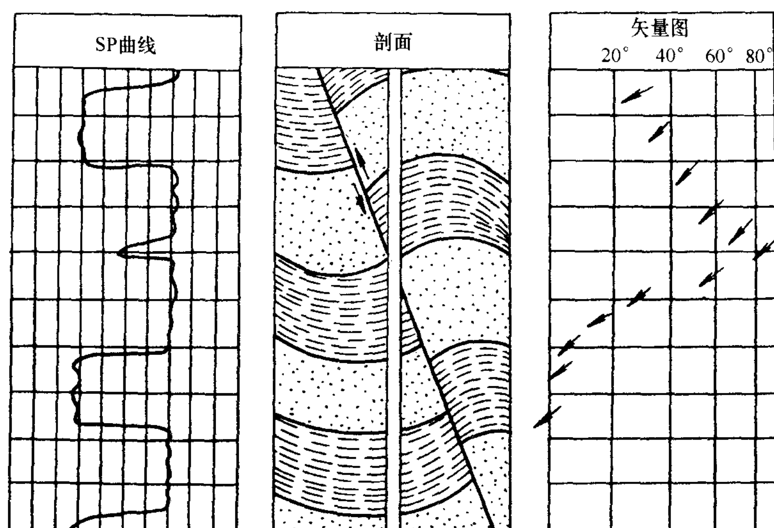


图4－23　同向牵引逆断层

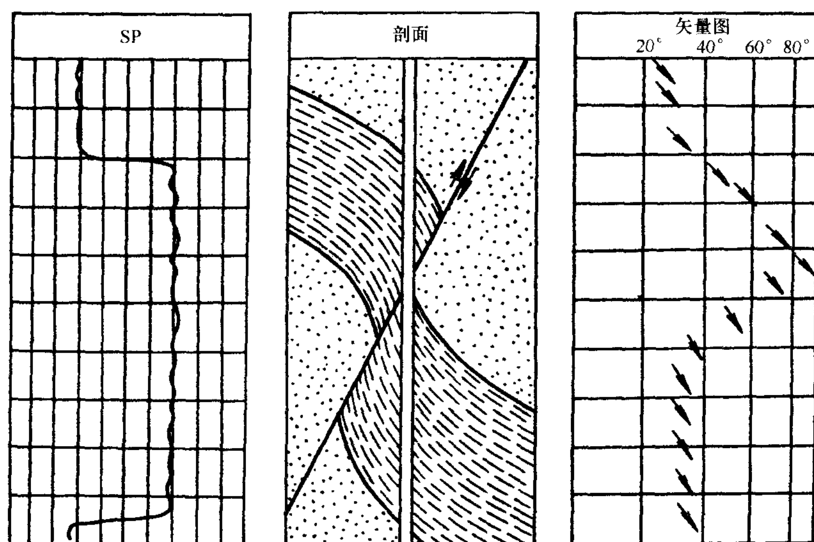


图4－24　反向牵引逆断层

层，还是断面与层面相反的逆断层？同理怎样判断绿—蓝—红（反）—蓝（反）—红—绿是断面与层面倾向相反的正断层，还是层面与断面倾向相同的逆断层？这就需要用地质资料、测井资料综合判断。

（三）地层倾角测井的不整合面研究

1. 平行不整合（假整合）

当侵蚀面的倾角与方位角没有变化时，假整合右倾角图上就无显示。当侵蚀面有风化

带时，倾角图显示为乱倾角，假整合就有可能识别。如果侵蚀面侵蚀后产生局部的高点和低点，再沉积时在低洼处形成充填式沉积，倾角图为红色模式（图4－25）或蓝色模式显示，假整合也有可能识别。

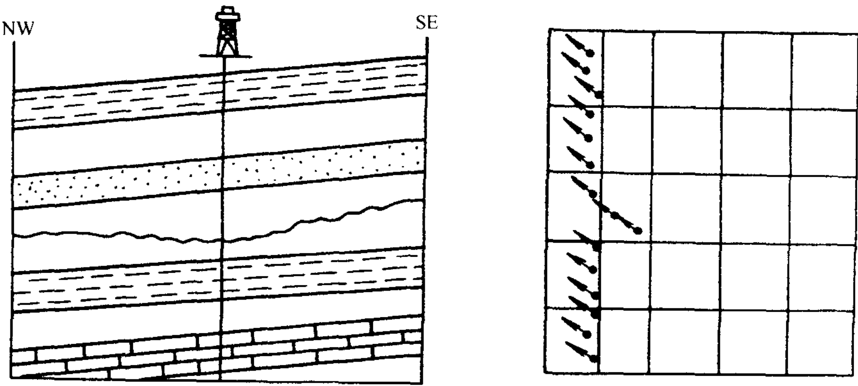


图4－25　假整合（有倾斜层再沉积）

2. 角度不整合

角度不整合在倾角矢量图上表现为倾角或倾向突变，一般情况下整合上部地层倾角较小，下部地层倾角较大（图4－26）。这种突变在区域上可以对比，不同于断层仅引起局部地层产状突变。

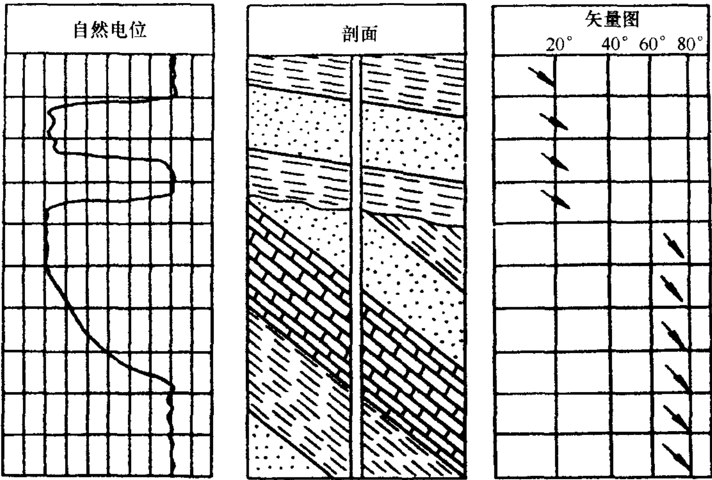


图4－26　角度不整合

三、地层倾角测井研究沉积相带内地层圈闭

1. 滨海相砂坝型地层圈闭

1）形成。砂坝是滨海区机械沉积。砂坝形成之后，如发生海侵，会在其上沉积泥质岩层，形成砂坝的地层圈闭。

2）倾角图上显示。对着泥岩盖层，地层倾角随深度增加而增大，呈红模式。当进入砂岩体后，倾角随深度增加而变小。穿过砂体后，倾角趋于构造倾角，如图 4－27 所示。

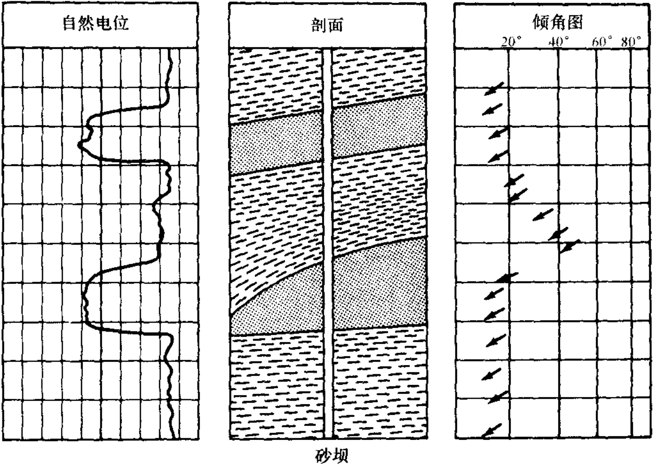


图 4－27　砂坝

2. 河流相河道充填圈闭

1）形成。在河道沉积中，曲折的河流把一组交错砂岩充填在河道中，靠近河床底部的冲蚀面处，交错层的沉积最厚、倾角也陡，越向上交错层厚度变小，倾角也相应变缓。

2）倾角图上显示。在地层倾角矢量图上，对着砂体，随着深度的增加，倾角相应增大，并在河底部显现最大的倾角，呈红模式。通常，河道中心的倾向要比河床边缘的倾角小一些，如图 4－28 所示。

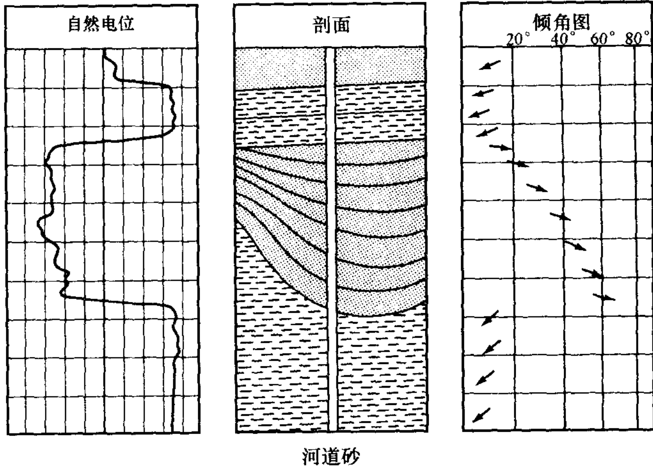


图 4－28　河道充填砂体

3. 三角洲相前积层圈闭

1）形成。三角洲沉积是在河流的入海口或入湖的河口区，由于海水或湖水的阻挡，

使河水速度变慢，河水中夹带的物质有一部分堆积在河口地段沉积成三角洲前积层或河口砂。岩性具有反韵律特点，上粗下细，斜层理，细层的上部倾角陡，底部则倾角缓，层系厚度大，一般为 1 m 左右，有的厚度达 2 m 以上。

2）地层倾角图上显示。斜层理层系厚度大，故有明显的蓝模式。蓝色模式上部倾角大，下部小。倾角大表示流速高，沉积颗粒粗；倾角小表示流速低，沉积颗粒细，如图 4－29 所示。

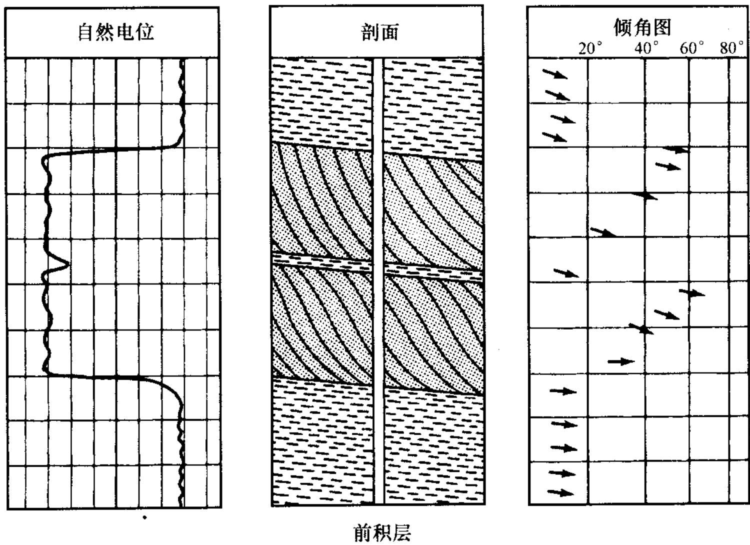


图 4－29　三角洲相前积层

4. *浅海相碳酸盐岩礁圈闭*

1）形成。浅海区生物死亡后软体分解，留下石灰质硬壳，经造岩作用形成。

2）地层倾角图上显示。上覆泥岩地层倾角随深度而增大，呈红模式倾角特征；泥岩地层倾斜方位角相反方向为岩礁加厚方向，而与该方向垂直的方位是礁体的走向，如图 4－30所示。

5. *地层倾角测井砂岩层理构造研究*

砂岩的沉积层理是沉积环境的重要成因标志之一。由于沉积环境条件常常是复杂的，所以砂岩的层理类型也是很复杂。但是，根据细层（即纹层）的形态不同，可将砂岩的层理分为四种基本类型：水平层理，河漫滩斜层理，普通河流斜层理，以及急流河流斜层理。图 4－31 示出了这种基本的砂岩层理类型及其地层倾角矢量图的特征。图中，m 为细层，n 为层系。

（1）水平层理

水平层理是在水体平静的环境中形成的。在页岩中水平层理发育相当普遍。对于河流沉积的砂岩层来说，水平层理多出现于砂岩层所夹的粉砂、泥以及其他细粒碎屑沉积之中。具有水平层理的沉积岩，其沉积颗粒一般都很细，且厚度也很小。在地层倾角矢量图上，水平层理岩层的倾角通常接近于0°，倾向有些零乱。

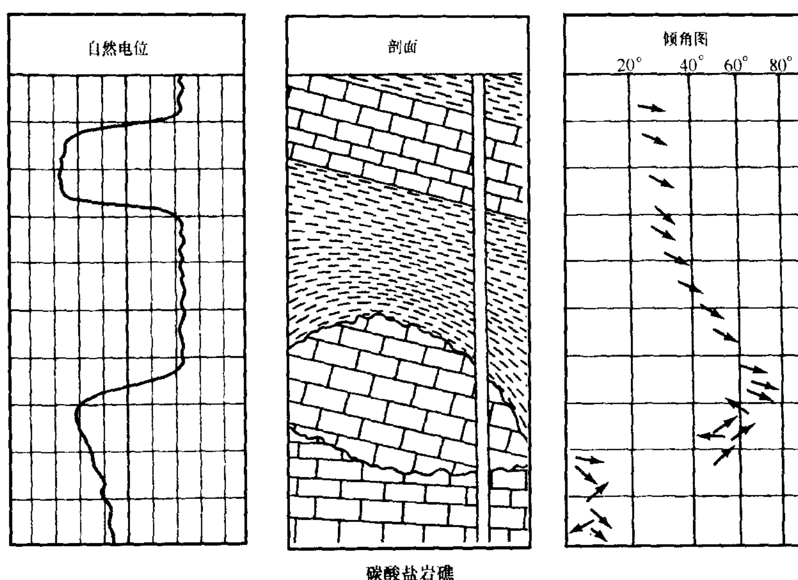


图 4－30　碳酸盐岩礁

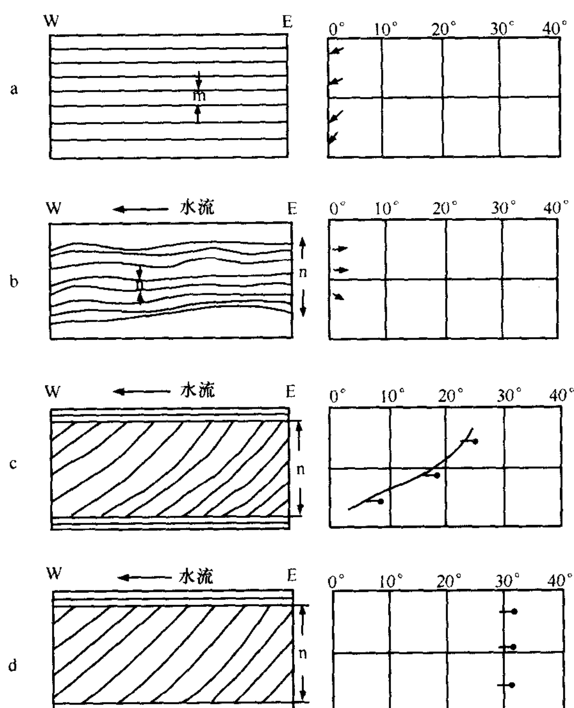


图 4－31　砂岩层理的基本类型及其矢量图物质特征

a—水平层理；b—河漫滩斜层理；c—普通河流斜层理；d—急流河流斜层理

（2）河漫滩斜层理

河漫滩斜层理是在沉积能量很小的环境中形成的。层系的厚度很小，沉积物的颗粒也很细，一般以粉砂或粘土为主。河漫滩斜层理的倾角不大，远看近似水平层理，近看呈微细波状层理或细斜波状层理。在地层倾角矢量图上，这种层理的矢量分布与水平层理基本相同，只是倾角比水平层理要稍高一些。

（3）普通河流斜层理

普通河流层理主要形成于水流速度较缓、沉积能量中等的环境之中。沉积物一般为中砂或细砂。细层倾角的变化一般在10°到20°之间，并呈下缓上陡状。普通河流层理在矢量图上显示为蓝模式。

（4）急流河流层理

急流河流斜层理是在速度较快、沉积能量较高的环境中形成的。沉积物一般为粗砂和砂砾，常夹有泥砾。急流河流斜层理的细层较厚，细层的倾角也较大，一般在20°到30°之间，并几乎呈直线形。在地层倾角矢量图上，急流河流斜层理表现为高倾角的绿模式。

6. 研究古水流方向和砂体延伸方向

（1）两类砂岩体

任何一种沉积砂岩体都是在一定的沉积环境条件下形成的。尽管砂岩体的沉积特征很多，但是就水流特点而言，可以把砂岩体分为两类。

第一类砂岩体主要是在河流水动力条件下形成的，其沉积层理具有单向水流特征。这类砂岩体的延伸方向与水流方向基本一致。河流相砂岩体主要有三种：点砂坝——在河流转变处以侧向加积沉积而成，河道砂坝——又称为心滩，它主要存在于辫状河流中以纵向加积形式沉积而成；河床切割充填沉积。

第二类砂岩体主要是在海水（或湖水）水动力条件下形成的，其沉积层理具有双向水流特征。这种砂岩体的典型代表是三角洲前缘砂坝。三角洲前缘砂坝的延伸方向与水流方向是互相垂直的。但是，对于潮汐河道岩体来说，虽然它的沉积层理也具有双向水流特征，可是这种砂岩体的延伸方向与水流方向却是一致的。

（2）短对比矢量图

利用地层倾角测井资料来研究古水流方向和砂体延伸方向时，所使用的成果图件主要是短对比（即短相关时窗）矢量图。在短对比矢量图上，一般不注重泥岩层，主要分析砂岩层矢量的分布情况，通过分析可以判断砂岩体的古水流方向和砂岩体的延伸方向，有时还可以判断砂岩体的加厚方向，从而帮助人们更好地识别和分析沉积环境。

在短矢量图上（图4-32），由于对比长度很短（0.3~1 m），故矢量密集，矢量的分布看起来似乎也较乱。但是，只要用前面已介绍过的矢量图分类法进行分类，仍然可以发现其分布的规律性。在短对比矢量图上划分红蓝模式的原则比长对比图更严格，且必须遵循以下划分规则：

深度基本接近的矢量点才能相连成一种倾角模式；模式的连接线中不允许有异议的矢量点存在；方位角接近的矢量点相连时，倾角越大，倾斜方位角必须越接近才允许相连接；红、蓝各自的终端可以是另外一种模式的始端。

研究古水流方向和砂体延伸方位，较之有效的方法是利用全矢量方位频率图来进行判

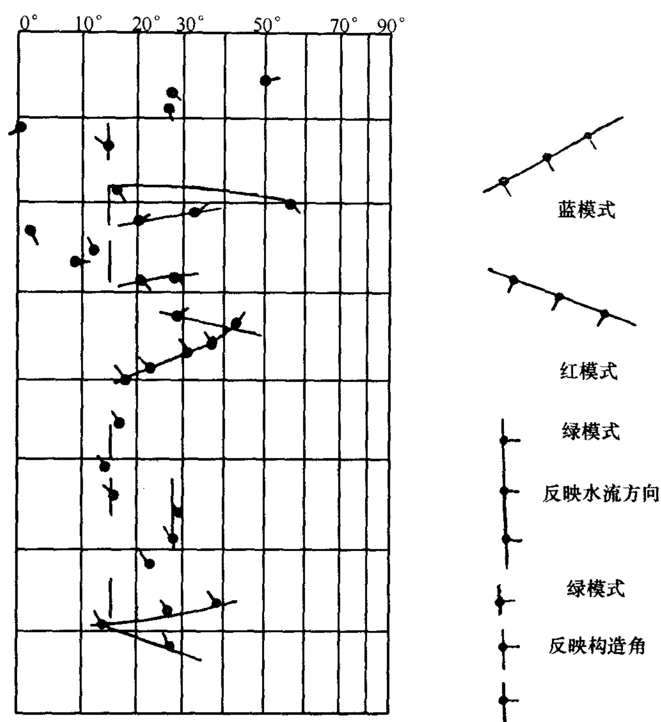


图 4-32　砂岩层短对比矢量模式的分类

断砂体形成时的古水流方向。将一段砂层中所有短对比矢量点方位统计，作出小方位频率图，图上哪个方位的点子最多，就表明那个方向是主古水流方向。

除了利用方位频率图外，还可以利用矢量图上的蓝模式、红模式和绿模式来判断古水流方向。

第五章 成像测井

第一节 成像测井系统

20世纪的90年代，成像测井系统投入商业服务。成像测井系统由地面仪器、电缆遥传、系列井下仪器和成像测井解释工作站四部分组成。表5－1给出了三种成像测井系统的技术概况。

表5－1 三种成像测井系统的技术概况

系统名	MAXIS－500	Eclips	Excell－2000
地面装备	三台以太网连接的Micro Vax Ⅲ＋cpi3000阵列处理器计算机测井系统； 实时多任务；智能接口； 全冗余系统	三台以太网连接的HP730工作站计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全CPU冗余	两台IBM RS6000工作站计算机测井系统； 实时多任务； 智能接口； 全冗余系统
电缆遥传	500kb/s 传输速率可选 兼容CTS	230kb/s	217.6kb/s 传输速率可选
井下仪器	地层微电阻率扫描 FMI 偶极横波声波 DSI 超声波成像 USI 阵列感应 AIT 地震成像仪 CSI 核孔隙度岩性仪 NPLT 模块式地层地态测试仪 MDT 方位电阻率成像 ARI 以及CSU系列下井仪	阵列声波 DAC 多极阵列声波 MAC 井周声波 CBIL 微电阻率扫描成像 STAR 数字垂直测井 DVRT 磁共振成像 MRIL 双相量感应 DPIL 六臂倾角 HDIP 高分辨率电阻率成像 通过转换接头（3516）， 可与其他非WTS仪器连接	微电阻率成像 EMI 阵列声波 六臂倾角 SEDT 高分辨率感应 HRI 声波扫描 CAST 自然伽马 NGRT 选择式地层测试器 SFT 使用PIO接口面板，支持其他非DITS传输仪器
解释工作站	ATLANTIS系统： CHARISMA 数据库软件包 储层工程软件包 数据处理软件包 应用地质软件包 地球物理软件包 岩石物理软件包 生产工程软件包	EXPRESS	DPP

成像测井地面仪器是一个基于多机网络、智能接口、POSC 数据规范、软件规范、图形规范、人机交互规范，具有丰富硬件资源和软件资源的开放式测井数据采集平台。运行实时多任务软件，使数据采集、仪器刻度、现场解释可以同时进行，提高了测井时效。远距离通信使井场计算机和基地处理中心计算机资源联成一体，资源冗余及技师控制措施增加了可靠性，保证了获取数据的质量和处理成果的质量。

数控测井系统中电缆遥传采用双相位相移键控(BPSK)调制方式,数据传输率达100 kb/s。成像测井系统中电缆遥传采用了 BPSK 调制方式下发命令,传输率最高达 40 kb/s。上传采用正交振幅(QAM)调制方式,数据传输率达 500 kb/s;同时兼容数控测井系统中的电缆遥传方式。

成像测井系统中目前配置的井下仪器有两大类，一类是成像测井仪器，另一类是高垂向分辨率的配套仪器。成像测井仪器有描述井壁地层属性的微电阻率扫描和井下声波电视成像测井仪；有描述地层径向电阻率剖面图像的阵列感应或者高分率感应测井仪；有描述井眼轴向电阻率分布图像的方位电阻率成像测井仪；还有精细描述井眼邻域地层构造的井眼地震成像测井仪。配套仪器有核孔隙度岩性测井仪，多极阵列声波测井仪，模块式动态地层测试器，这些仪器获取地下地层的非均质特征及测井环境的丰富信息。井壁微电阻率扫描成像采用了阵列钮扣电极（FMI192 个，EMI150 个，Star Imager144 个），WDS 采用 120 个和 2.5 mm 采样间距，得到空间分辨率为 5 mm 的井壁高清晰度地层及岩石结构图像。在 20 cm 井眼中，图像覆盖率达 50% ~80%。

阵列感应成像测井仪采用多种工作频率，一个发射线圈，8 组双线圈组成的接收线圈系阵列。同时测量 8 组接收线圈上 3 种频率的实分量和虚分量，记录 28 条原始曲线。应用软聚焦和分段准线性近似的处理方法，得到 30 cm、60 cm、120 cm 三种垂向分辨率，25 cm、50 cm、75 cm、150 cm、225 cm 五种径向探测深度测量范围为 0.1 ~2000Ω · m 的 15 条处理曲线，形成垂向分辨率匹配，沿深度、径向二维电阻率剖面分布图像。

方位电阻率成像测井仪在保持双侧向电极系结构的基础上，增加 12 个方位电极，采用三种工作频率实现三种测量模式，独立测量每种模式下的阵列电极电流和电压信号。应用软件聚焦处理方法，获取深、浅双侧向测量曲线和 12 条方位电阻率曲线，构成描述沿井轴和井周二维电性剖面图像。垂向分辨率 20 cm。

配套仪器有多极阵列声波波形测井，获得硬地层和软地层纵、横波速度，垂向分辨率 15 cm。

成像测井解释工作站实现对来自井下和地面的多学科、多种类、多形态测量数据体进行管理、处理、分析和解释，将它们变为人们易于认识的、可利用的共享资源。一是把从地下地层中获取的各种信息以地层岩石结构、矿物含量、地层孔隙、流体组分及其空间分布的图像形式展示出来，使地层评价工程师集中精力认识储层特征。二是人机交互性，充分利用专家知识和经验，提高对储层特征认识的准确性。三是地质、地震、测井、钻井、地面岩心测量多学科协同工作，综合评价，使从地质获得的储层盆地历史信息、地震获得的储层构造几何信息与测井获得的储层物性相结合，构成对油藏历史的、空间的、特性等特征的生动描述。四是在评价储层参数方法方面，不再经验地把储层认为厚层是均质的，而是先描述储层的非均质特征，然后评价储层参数；五是测井分析家实现了从单井解释到多井综合评价的过渡。测井信息不再只是应用于评价储层参数，而且可以应用于研究储层精细结构和沉积环境，拓宽了测井信息的应用范围。

第二节　微电阻率扫描成像测井

一、地层微电阻率扫描测井原理

(一) FMS 的仪器结构和电极排列

FMS 是一种以极板为基础的聚焦型微电阻率测井装置。其外形与地层学高分辨率地层倾角测井仪（SHDT）相似，仪器结构如图 5-1 所示。它包括：电极系统，液压系统，三维加速度计及磁力计，多路转换器，前置放大器及遥测装置等。

电极系统由四个液压推靠极板组成。1 号与 2 号极板和 SHDT 极板一样，即每个极板上都有两个测量电极和一个速度电极，3 号和 4 号极板除保留了 SHDT 的测量电极外，还增设了一组微电阻率扫描电极。它由 27 个互相绝缘，直径为 0.2 in 的小电极组成，被称为钮扣电极。钮扣电极在纵向上分成四排，第一排为 6 个电极，其余 3 排均为 7 个电极，如图 5-1 所示。每排两个相邻电极中心间隔为 0.4 in，上下两排中心间隔为 0.1 in，以保证电极之间有 50% 的重叠。27 个钮扣电极安装在宽约 8 cm，长约 9 cm，厚约 1 cm 的铜板上，铜板被固定在 SHDT 仪器的极板上。地层微电阻率扫描测井仪极板是按 $8^1/_2$in 井眼设计的。在 $8^1/_2$in 的井眼中，两个微电阻率扫描极板对井壁的覆盖范围约为 20%，仪器上装上一个三维加速度计和三个磁力计。能给出极板的精确方位，并可对资料进行速度校正。

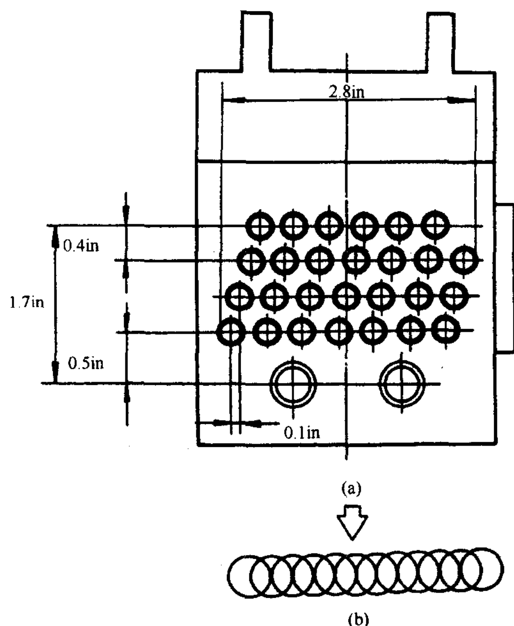


图 5-1　地层微电阻率扫描成像测井仪板及钮扣电极排列
(a) 极板及钮扣电极排列；(b) 深度移位后钮扣电极的重叠状况；
1 in = 2.54 cm

(二) FMS 测量原理

测井过程中，借助液压系统，使极板紧贴井壁，极板和小电极向地层发射同极性的电流，仪器上部的金属外壳作为回路电极。极板的电位恒定，极板上发射的电流对小电极的电流起着聚焦的作用，从小电极流出的电流通过扫描测量方式被记录下来，如图 5-2、图 5-3 所示。由于极板电位恒定，回路电极离供电电极较近，小电极的电流大小，主要反映井壁附近地层的电导率。当地层中出现层理、裂缝、粒度和渗透率发生变化时，小电极的电流也随之变化。扫描测量 27 个小电极电流的变化，然后进行特殊的图像处理，就可把井壁附近各点之间电阻率的差别，转变成黑白的或彩色的图像，直观地反映井壁附近

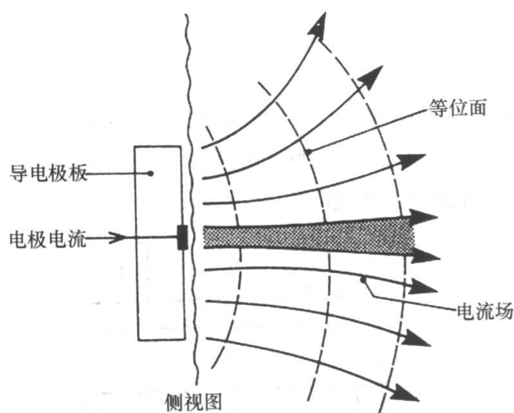


图 5－2　微电阻率扫描测井仪的电流分布

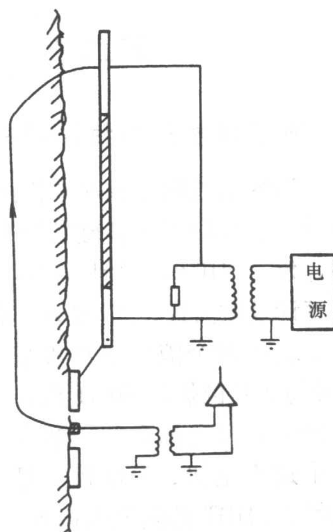


图 5－3　测量电流示意图

地层电导率的变化。

每个小电极都是圆形的钮扣电极，与极板的其余部分绝缘，且具有相同的电位。因此，每个钮扣电极的电流都是该区域电流密度的积分。小电极的开头及尺寸决定电流的大小和仪器分辨率。对于图 5－4 的实例来说，半径为 R 位于（θ，z）处的圆形电极电流，可用下式表示：

$$I(\theta,z) = \int_{\gamma=0}^{R}\int_{\beta=0}^{2\pi} i\left(\theta + \frac{\gamma\cos\beta}{R_{\mathrm{b}}}, \gamma\sin\beta\right)\gamma \mathrm{d}\gamma \mathrm{d}\beta \tag{5-1}$$

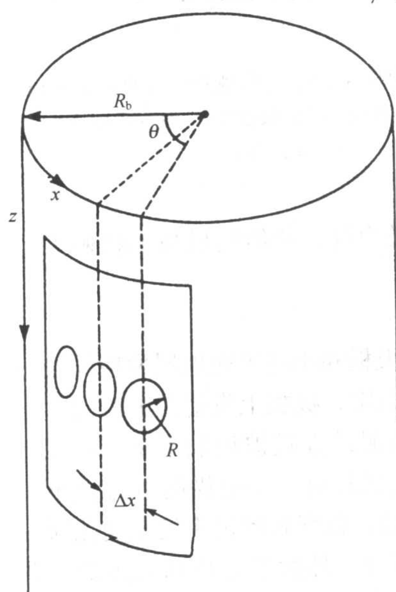


图 5－4　FMS 电极极板模型图

式中：i（θ，z）为极板电流密度；R_{b} 为井眼半径；R 为圆形电极半径；θ 为方位角；（γ、β）为小电极表面上的点相对于小电极中心的极坐标。

电极的电流密度与其附近介质的电导率密切相关，因此通过对电极电流的测量，可以反映井壁上某电极附近地层的导电性。

地层微电阻率扫描仪可同时采集两个条带方位的图像数据和常规的 SHDT 数据。两条图像的总宽度为 14 cm（5.5 in），比常用的岩心块宽度稍大一些。

地层微电阻率扫描测井仪共测 64 条曲线：四个极板 8 条 SHDT 曲线，2 条测速曲线，2 个微电阻率扫描极板测量 2 × 27 条微电阻率扫描曲线，它们的采样间隔都是 0.1 in。此外，还可获取井径，极板压力，极板电流和电压，加速度计及磁

力计等多条辅助曲线，它们的采样间隔都是1.5 in，全部数据共70多种，都是以数字的形式沿电缆传输到地面的计算机控制测井系统（CSU）中，再经过处理后记录到磁带上。

二、全井眼地层微电阻率扫描成像仪（FMI）

（一）FMI仪器结构和电极排列

FMI仪器主要有5个部分组成，如图5-5所示。

遥测部分：用于传递数据，由钮扣电极扫描采集的地层信息，各种辅助测量、控制测量值一起经测井电缆传至地面，传输的速率为200 kbps。

控制部分：控制短节中的自动控制环路，可以放大描述岩石特征的信号，扩大了仪器的动态范围；能够周期性地检查各个支路的工作状态，并反馈给测井工程师，实现井下仪器的最佳控制；增强了仪器使用的灵活性，对仪器的运行提供方便，使三种测井方式都能在最短时间内采集所需要的数据。

绝缘短节：它可使探头与电子线路外壳绝缘，以便电流从极板流入地层、回到电子线路外壳，且使两者有一定的电位差。这种排列的一个优点是，组合测井时FMI可作为ARI的低端回路电极。

采集线路和测斜部分。采集线路具有以下功能，①从微电导率数据中滤掉直流成分，如SP；②对信号数字化，以提高信号的抗干扰性；③对数字信号滤波，提高信噪比；④对数字信号处理，以确定地层微电导率数据的同相位幅度。

测斜部分可以测量仪器和井眼倾斜方位，以及井眼的倾角。测量精度：方位角为2°，井斜角为0.2°。还可以测量仪器的加速度，用于对图像处理和倾角计算时的速度校正。

极板和探头。极板部分有钮扣电极阵列和高精度的电子线路组成。电子线路用于采样、检测和放大钮扣电极信号，保证了图像的分辨率和清晰度。

极板的设计可以使仪器在大斜度井或水平井中有可靠的响应。由液压系统向极板提供的压力，可以使极板部分始终紧贴井壁。当仪器主体与井轴不平行时，极板部分可相对于仪器主体倾斜，而仍与井轴平行。

FMI有四个臂，每个臂上有一个主极板和一个折页极板。如图5-6所示。这种结构使极板个数增加，可以获得更大的井壁覆盖范围。仪器的收拢直径为5 in（127 mm）。每个主极板和折页极板上各装有25个钮扣电极阵列，可获得0.2 in（5.1 mm）的分辨率。

测井时弹簧和液压系统使主电极紧贴井壁，折页极板打开后，能自动适应井眼形状，与主极板无关。弹簧施力于铰链上，使折页极板面与井壁贴紧。如上所述，当仪器主体与井轴不平行时，各个极板仍能和井壁紧密接触。当仪器直径收拢到小于6 in（152.4 cm）时，每个折页极板被折叠在相邻极板的下面。

FMI仪器具尚有另外两个特点：一是利用三维的万向接头和控制器卡盘扶正器装在一起，消除了FMI探头上部仪器重量的影响；地面控制的液压系统，可以改变作用在每个极板上的压力。这样，当仪器在大斜度井或水平井中时，可以使极板与井壁接触良好，保证了在恶劣井眼环境下的图像质量。

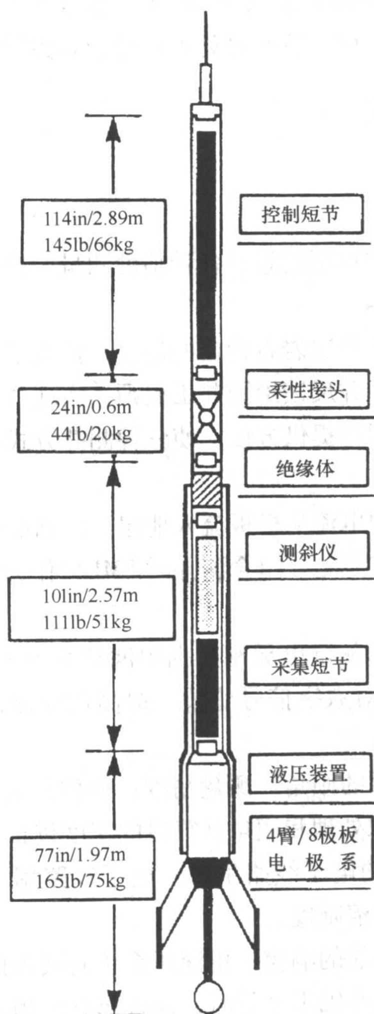


图 5－5　FMI 外形结构示意图

1 in =2. 54 cm

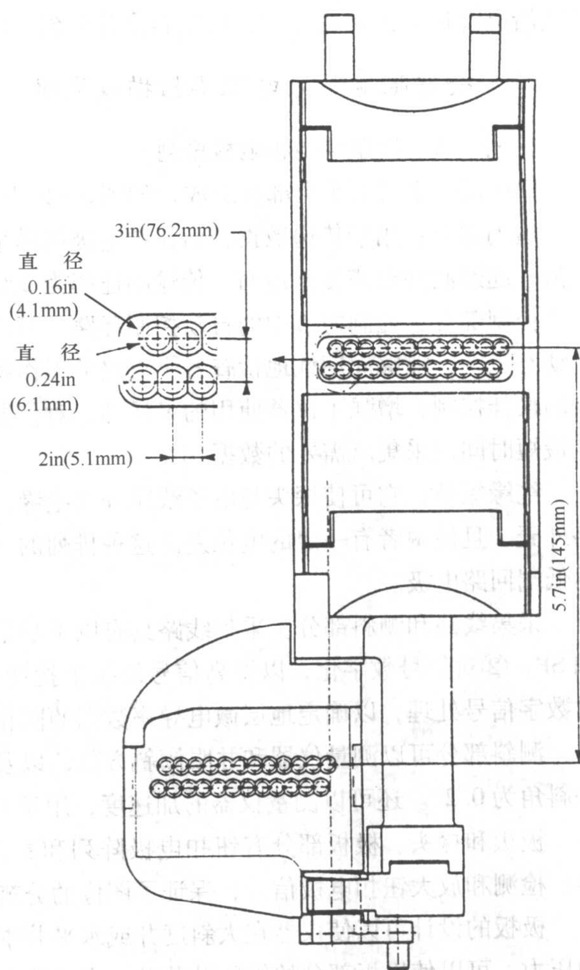


图 5－6　FMI 极板装置

1 in =2. 54 cm

每个极板上的电极阵列，包括两排钮扣电极，每排 12 个，两排间距为 0. 3 in（1 in = 2. 54 cm）；上下电极互相错开，横向间距 0. 1 in。主极板与折页极板阵列电极间的垂直距离为 5. 7 in。

8 个极板上共有 192 个传感器，都是由直径为 0. 16 in 的金属钮扣，外加 0. 24 in 的绝缘环组成。这样的结构有利于信号聚焦，并使其钮扣电极的分辨率达 0. 2 in。当地层特征小于 0. 2 in 时，在图像上显示为 0. 2 in 的地层特征。

（二）FMI 测量原理

FMI 测量原理如图 5－7 所示。电流回路为上部电极—地层—下部电极。上部电极是电子线路的外壳，下部电极是极板。测量时，八个极板全部紧贴井壁，由地面成像测井装置控制向地层发射电流，记录每个电极的电流及所施加的电压，它们反映井壁四周地层微

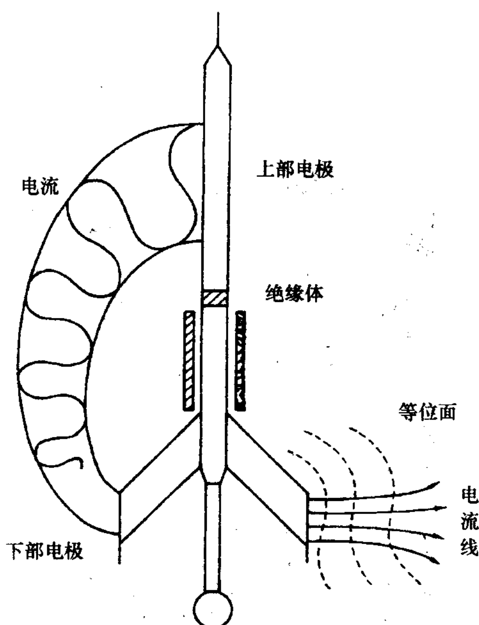


图 5－7　FMI 测量时电流路径

电阻率的变化。

三、微电阻率成像数据处理

由测量信息映射为井壁微电阻率图像需经过下列处理步骤。

（一）预处理

1. 自动增益和电流校正

被测地层电阻率动态范围变化大，要使测量电极电流的动态范围变化相应的大，需通过自动增益控制和改变供电电流而实现。

2. 失效电极检测及补偿

通过对每个电极电流在选择的处理窗口段上的电流分布直方图分析，去掉那些电极电流不随地层变化的电极信息，利用有效相邻电极相应测点处的测量值的插值对失效电极的测量值进行填补。

3. 速度校正和电极方位定位

第一步应用三分量加速度计测量信息将阵列电扣电流时间域测量信息映射为深度域测量信息，即确定每个测点的深度。校正方法完全等同于地层倾角测井速度校正。第二步利用三分量磁通量测量信息和加速度测量信息确定每个电极相对于磁北极的方位角。

还须要对每个电极测量的信息（或曲线）进行"深度对齐"。由于极板上两排钮扣电极间的距离为 0.3 in，不做深度对齐时，两排电极显示的异常具有深度偏移。翼板的电极（FMI）与主极板上的电极相距 5.7 in，显示的异常更有较大的深度偏移。在对像素处理时必须首先将各电极的测量结果做深度对齐处理，图 5－8 是深度对齐前后的电极异常显示。

上述处理又称为成像测井的预处理，目标是获得一个电极空间位置正确的图像信息集，重构为井壁图像。

（二）转换成强度图像

为了把每个钮扣电极的电流转换为变强度的图像，在输出的图像中用 16 种级别的灰度显示，在解释工作站上可用 256 种色标来显示图像。图像中的每一个"像素"点对应于某一特定范围的电流电平。

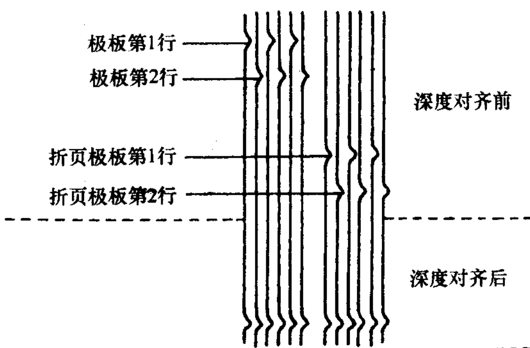


图 5－8　FMI 成像深度对齐前后的数据

通常可用两种方案来选择灰度和色彩级别，即所谓"静态"归一化和"动态"归一化。又称均衡处理。

1）"静态"归一化。即在较大的深度段内（相应于某层段或某一储集层段），对仪器的响应进行归一化，即在一个深度处用

特定色彩表示的电阻率，而另一深度处如果色彩相同，即表示该深度处具有同样的电阻率，这种归一化的优点是在较长的井段内通过灰度和颜色的比较来对比电阻率。其不足之处是不能分辨小范围内微电阻率的变化，图5－9（a）是经过“静态”归一化处理的成像图。

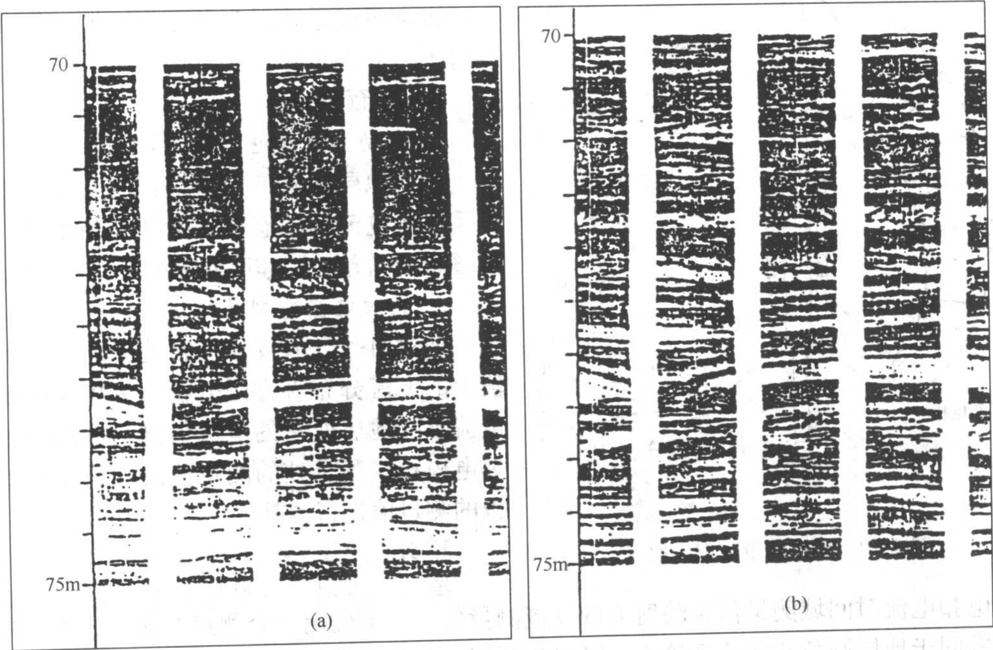


图5－9　全井眼地层微电阻率扫描成像图

（a）“静态”归一化成像图；（b）“动态”归一化成像图

2）“动态”归一化。即在较短的井段内，选择灰度的深浅和色彩的浓淡来表征电流电平的级别，因此能反映局部范围微电阻率的变化，从而能更精细地研究井壁岩石结构、裂缝等变化。通常其纵向窗长为3ft（1ft＝0.3048 m）。这种方法的优点能显示局部范围内微电阻率的相对变化。图5－9（b）是同一井段经过“动态”归一化处理的成像图，与图5－9（a）相比，能更详细地划分井壁地层的变化，尤其在剖面的顶部，清楚地显示地层层理的变化等，而在图5－9（a）中则没有这种显示。

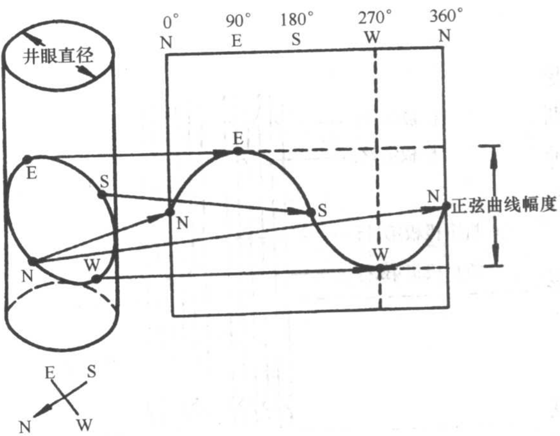


图5－10　井壁成像的显示特征

3）图形显示。当一平面与井身圆柱体垂直相切时，井壁在0°～360°的展开图上呈一直线。当一平面与井身圆柱斜交时，井壁与斜交平面切出一椭圆，在0°～360°的展开图上呈正弦曲线状（图5－10）。平面与井轴相交的角度愈

大，则正弦曲线的幅度也愈大，并能从展开图上确定出平面的倾角与走向。根据这种成像显示，就可以确定地层的层理或裂缝的产状等，从而能利用井壁成像研究井壁地层的有关地质特征。

四、资料解释与应用

通常在一个地区，选有代表性的参数井进行取心，并做全井眼微电阻率扫描成像测井。通过与岩心柱的详细对比，研究有关地质特征在井壁图像中的显示，就能充分地利用这些特征解决地质问题，下面通过一些实例来说明其应用。

图 5－11 中清楚地显示出地层的层理，层理的倾向为 S—W。在剖面的顶部与底部有裂缝，裂缝的倾向为 N—E。

图 5－12 是白云岩中的孔洞孔隙的图像，黑颜色表示孔洞孔隙，白颜色为岩石骨架。

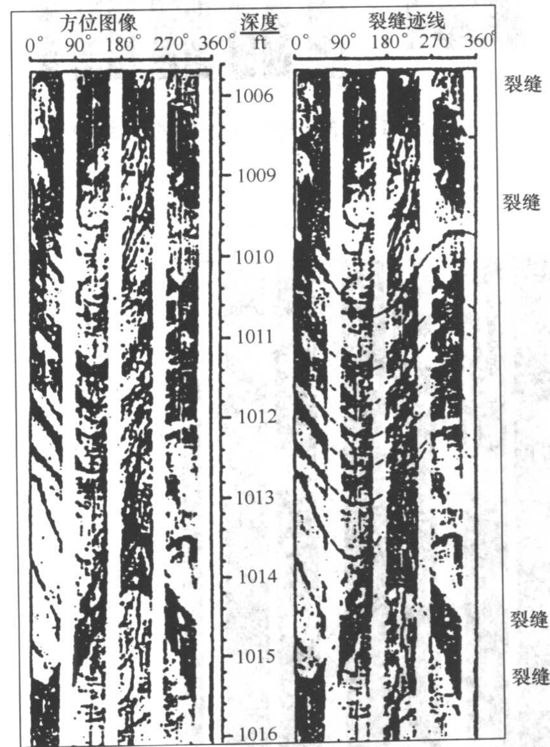


图 5－11　层理面与裂缝的倾向相反

1ft＝0.3048 m

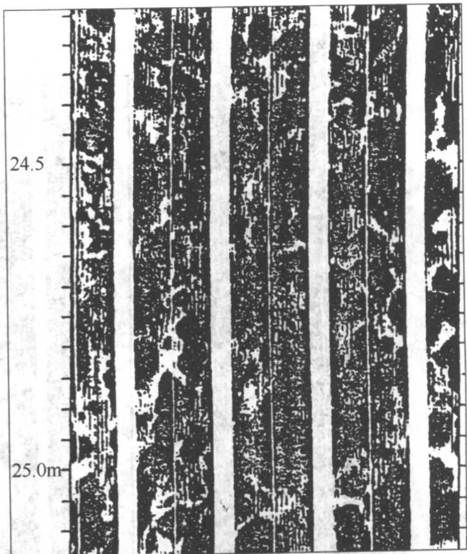


图 5－12　白云岩中的孔洞孔隙

以上的应用实例表明，全井眼地层微电阻率扫描成像测井在研究岩层层理、岩石结构等方面有较大的优势。图 5－13 是碳酸盐岩中缝合线图像，图中标出 0.2 m 井段内有黑色条纹，即为缝合线。

图 5－14 是含砾砂岩和裂缝产状的图像，图中的黑色陡角度条纹为裂缝，白色斑点为砾石。

图 5－15 是粗砾岩的全井眼微电阻率扫描图像，图中清楚地显示出不同粒径的砾石。

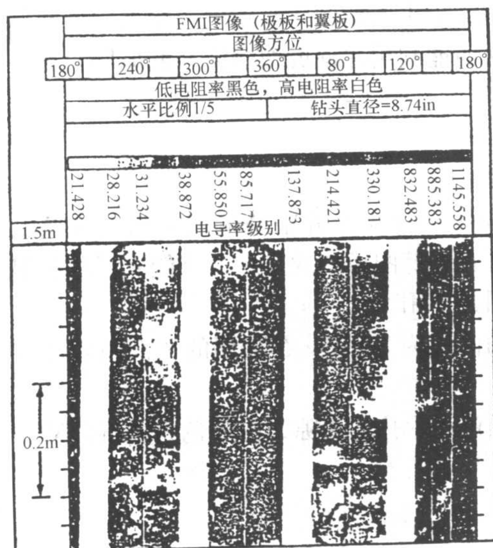


图 5－13　碳酸盐岩中的缝合线

1 in＝2. 54 cm

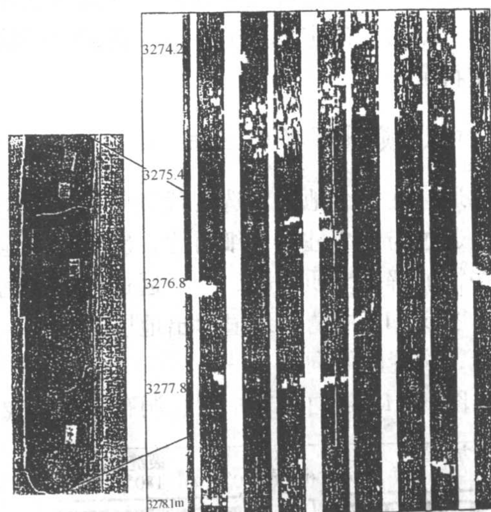


图 5－14　含砾砂岩和裂缝的图像

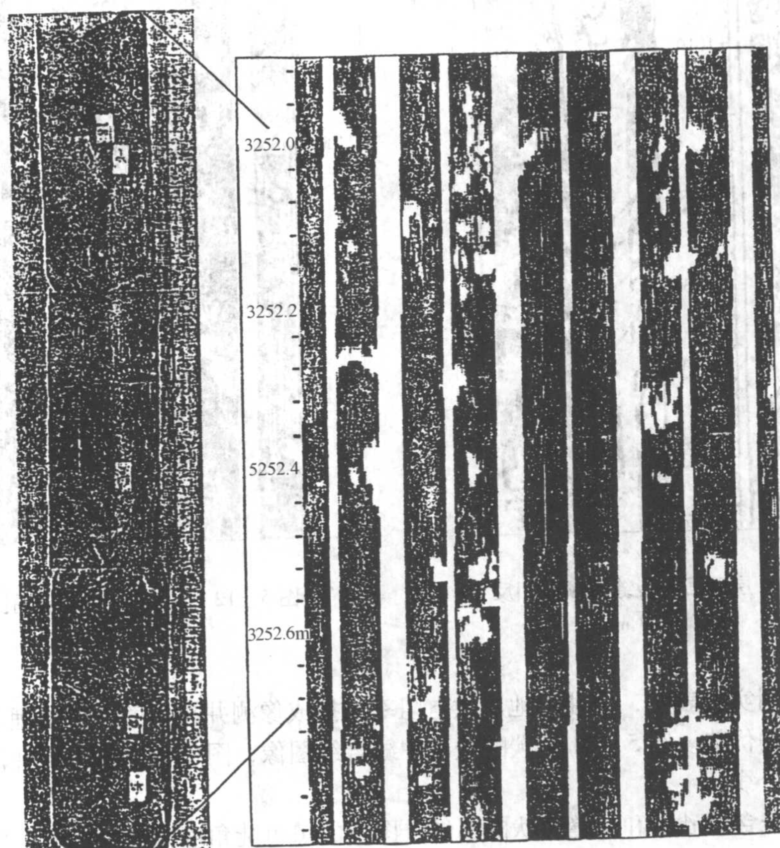


图 5－15　粗砾岩的图像

FMS、FMI、EMI 由于分辨率高，在识别薄层、孔隙变化、裂缝以及沉积特征方面具有广阔的应用前景，因此在一个地区一定要选几口有代表性的参数井或关键井进行地层微电阻率扫描成像测井，并与岩心进行对比，找出地质特征的变化规律。这样可以大量减少取心井数，同时又能为油田勘探与开发提供重要而丰富的地质信息。

第三节　阵列感应成像测井

阵列感应测井采用先进的电子技术、计算机技术及处理等方法，通过多路遥测短节，把采集的大量数据送到地面，再经计算机进行处理，得出具有不同径向探测深度和不同纵向分辨率的电阻率曲线。与双感应-浅聚焦测井不同，阵列感应测井除得出原状地层和侵入带电阻率外，还可研究侵入带的变化，确定过渡带的范围，根据获得的基本数据得到二维电阻率径向图像和侵入剖面的径向图像。

一、阵列感应测井原理

阵列感应测井采用一个发射线圈和多个接收线圈对，构成一系列多线圈距的三线圈系。该仪器具有一个发射线圈和 8 组接收线圈对，实际上相当于具有 8 种线圈距的三线圈系。接收线圈对中包括一个主接收线圈和一个辅助接收线圈，后者的主要作用是补偿直耦信号。其线圈系排列如图 5－16 所示。

阵列感应测井主线圈距有 8 个，分别为 6 in、9 in、12 in、15 in、21 in、27 in、39 in、72 in，采用 20 kHz 和 40 kHz 的工作频率。通常 8 组线圈采用同一频率，其中六组探测范围的线圈系，同时还采用另一种较高的频率。这样，8 组线圈系实际上有 14 种探测深度的线圈距，每组线圈系测量同相信号 R 和 90°相位信号 X，阵列感应并测出 28 个原始信号。对原始信号进行井眼校正后，再经“软件聚焦”处理，可得出 1ft（30.5 cm）、2ft（61 cm）和 4ft（122 cm）三种纵向分辨率、每一种纵向分辨率又有 10 in、20 in、30 in、60 in、90 in（25.4 cm、50.8 cm、76.2 cm、152.4 cm、228.6 cm）5 种探测深度的电阻率曲线（图 5－17）。

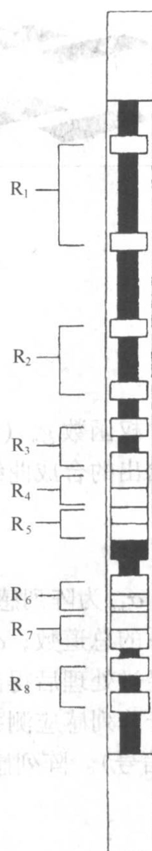


图 5－16　阵列感应线圈系排列

二、阵列感应测井软件聚焦合成

与双感应测井仪采用线圈聚焦不同，阵列感应使用简单的三线圈系。这种线圈系没有硬件聚焦性能，其纵向响应曲线呈不对称形状。因此，阵列感应测井采用“软件聚焦”，即用数学方法对原始测量数据进行处理，得出三种纵向分辨率和 5 种探测深度的阵列感应合成曲线，其合成原理如下。

在一定的电导率范围内，感应测井仪的读数相当于地层各部分电导率的加权平均：

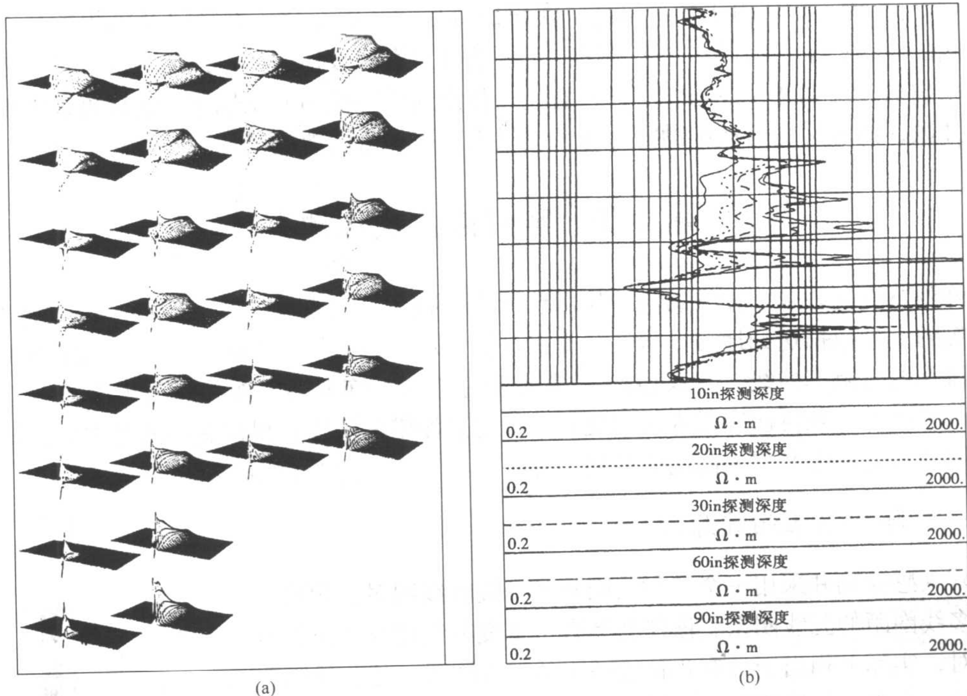


图5－17　阵列感应测井曲线

（a）原始信号；（b）阵列感应测井曲线

$$\sigma_{a}^{n}(z) = \int g_{n}(r,z-z')\sigma(r,z')\mathrm{d}r\mathrm{d}z' \tag{5-2}$$

式中：权函数 g_n（r，$z-z'$）为第 n 组线圈系在给定频率下 R 或 X 信号的响应。阵列感应测井给出的合成曲线相当于所有阵列线圈系原始信号（经过井眼影响校正后）的加权和：

$$\sigma_{\log} = \sum_{n=1}^{N}\sum_{z'=z_{\min}}^{z_{\max}}\omega_{n}(z')\sigma_{a}^{n}(z-z') \tag{5-3}$$

式中：$\sigma_{\log}$为阵列感应测井曲线电导率读数；σ_a^n 为第 n 组线圈系测量的电导率；N 为测量线圈系的总道数；ω_n（z'）为每组线圈系的加权值。

经过处理后得出的阵列感应测井曲线不同于任何一组线圈系的响应函数。实际上，它相当于阵列感应测井每组线圈系响应函数的加权和（相应工作频率下所有线圈系组的 R 和 X 信号）。阵列感应测井曲线与地层电导率的关系用下式表示：

$$\sigma_{\log} = \int g_{\log}(r,z-z')\sigma(r,z')\mathrm{d}r\mathrm{d}z' \tag{5-4}$$

式中

$$g_{\log} = \sum_{n=1}^{N}\sum_{z'=z_{\min}}^{z_{\max}}\omega_{n}(z')g_{n}(r,z-z') \tag{5-5}$$

式中：$g_{\log}$为阵列感应测井的综合响应函数，也可称为几何因子，它是每组线圈系数函数 g_n（r，$z-z'$）的加权和。用公式（5－3）对阵列感应测井所有线圈系组的原始信号进行处理，得出阵列感应测井的输出曲线，其步骤如图5－18所示。

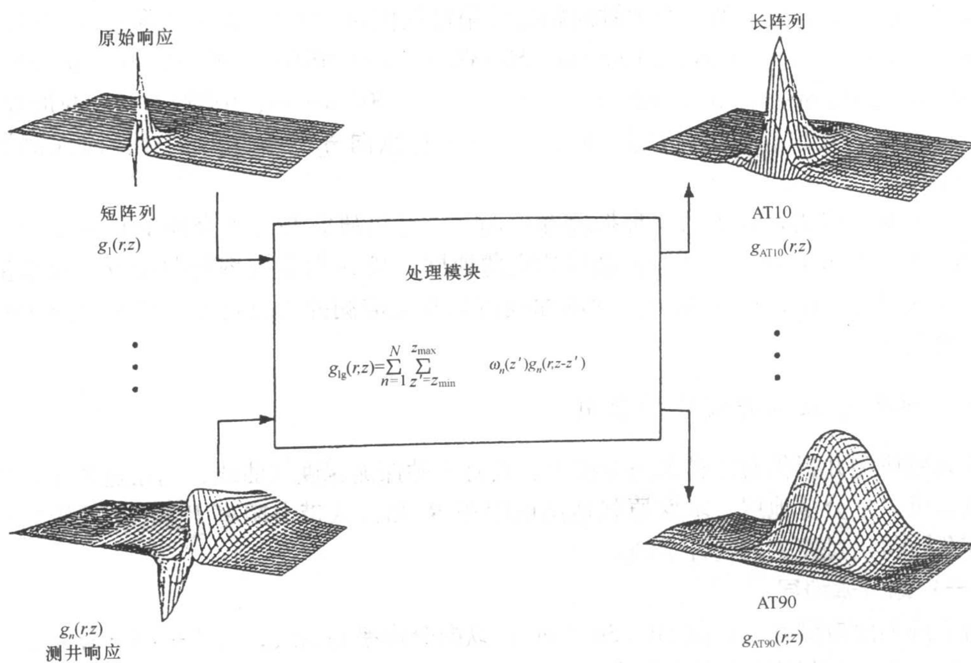


图 5-18　阵列感应合成测井曲线步骤示意图

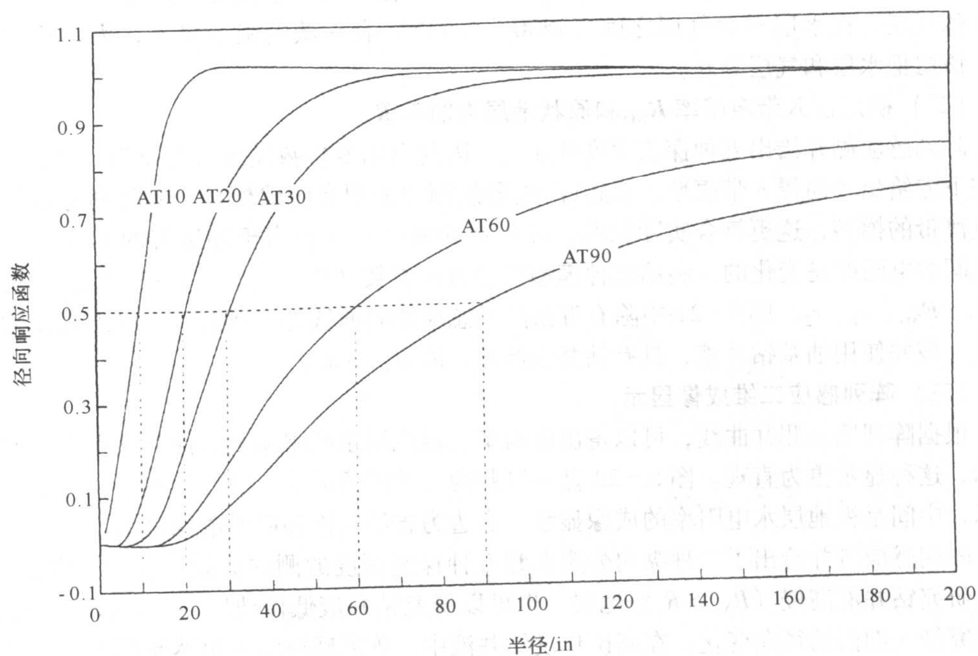


图 5-19　阵列感应测井曲线的径向响应特性曲线

1 in = 0.0254 m

阵列感应测井合成中的一个关键问题是选用加权值 ω_n（z'）。斯仑贝谢公司给出地层电导率为 0 mS/m、10 mS/m、20 mS/m、50 mS/m、100 mS/m、200 mS/m、500 mS/m、1000 mS/m、2000 mS/m、3500 mS/m、5000 mS/m、7000 mS/m、10000 mS/m 的加权值，处理时可由表中查出。通过合成处理后，对每一种纵向分辨率得出 5 种径向探测深度（图 5－19）。

根据阵列感应测井合成的 5 种探测深度曲线，就可研究井周围介质的径向变化。用 1ft（1ft＝0.3048 m）纵向分辨率的曲线研究薄地层，2ft 纵向分辨率的曲线可与双相量感应测井曲线进行对比，4ft 纵向分辨率的曲线可与双感应测井进行对比，这对研究老井资料十分有用。

三、阵列感应测井曲线的应用

阵列感应测井提供有三种纵向分辨率、具有五种探测深度的曲线，利用这些丰富的测井信息，可以划分薄地层，求取原状地层电阻率 R_t 和侵入带电阻率 R_{XO}，并可研究侵入带的变化，得出过渡带的内外半径。

（一）划分薄地层

由于阵列感应测井能提供 1ft（30.1 cm）纵向分辨率的曲线，可用来划分薄地层。图 5－20 是一口井的阵列感应测井曲线，图中第一道是自然电位曲线，第二道为纵向分辨率为 4ft（120.4 cm）的曲线，第三道为 1ft 分辨率的曲线。两层含淡水砂岩在曲线上都有显示。但在 1ft 分辨率曲线上，1552～1554ft 显示高电阻率峰值。用地层测试器取样，证实为一薄气层。在水层与含气层之间（1550～1552ft）有一低电阻率显示，为一致密泥岩层，该层把水层和气层隔开。

（二）确定侵入带电阻率 R_{XO} 和原状地层电阻率 R_t

阵列感应测井给出五种探测深度的曲线，因此可用四参数模型进行反演，在图 5－21 的左下方给出径向侵入带模型。双感应-浅聚焦测井使用台阶状模型，而阵列感应使用具有过渡带的模型，这更符合实际状况。过渡带的内径 r_1（相当于冲洗带的半径）和外径 r_2 之间的电阻率是变化的，利用这种模型可进行四参数（R_t，R_{XO}，r_1，r_2）反演，从而得出 R_t、R_{XO}、r_1、r_2。图 5－21 中除有五条阵列感应测井曲线外，还有反演得出的 R_t 和 R_{XO} 曲线。该井使用油基钻井液，具有钻井液高侵，故 $R_{XO} > R_t$。

（三）阵列感应二维成像显示

根据阵列感应测井曲线，可以得出电阻率、视地层水电阻率和含油气饱和度二维成像显示，这种显示更为直观。图 5－22 是一口井的二维成像显示，图的左边是电阻率的成像显示，中间是视地层水电阻率的成像显示，右边为含油气饱和度的成像显示。

阵列感应测井给出了三种纵向分辨率和五种探测深度的测井曲线，扩大了应用范围，可以研究钻井液高侵（$R_{XO} > R_t$）地层，也可以研究钻井液低侵地层（$R_{XO} < R_t$），能更好地研究侵入剖面的径向变化。在高矿化度钻井液中，阵列感应测井仍然受到限制，这时最好与双侧向测井同时应用，或者选用双侧向测井。阵列感应测井是一种新的测井方法，仍有不足之处，如处理方法中权函数的选择等，但这些问题会在进一步发展中将得到解决，使其更加完善。

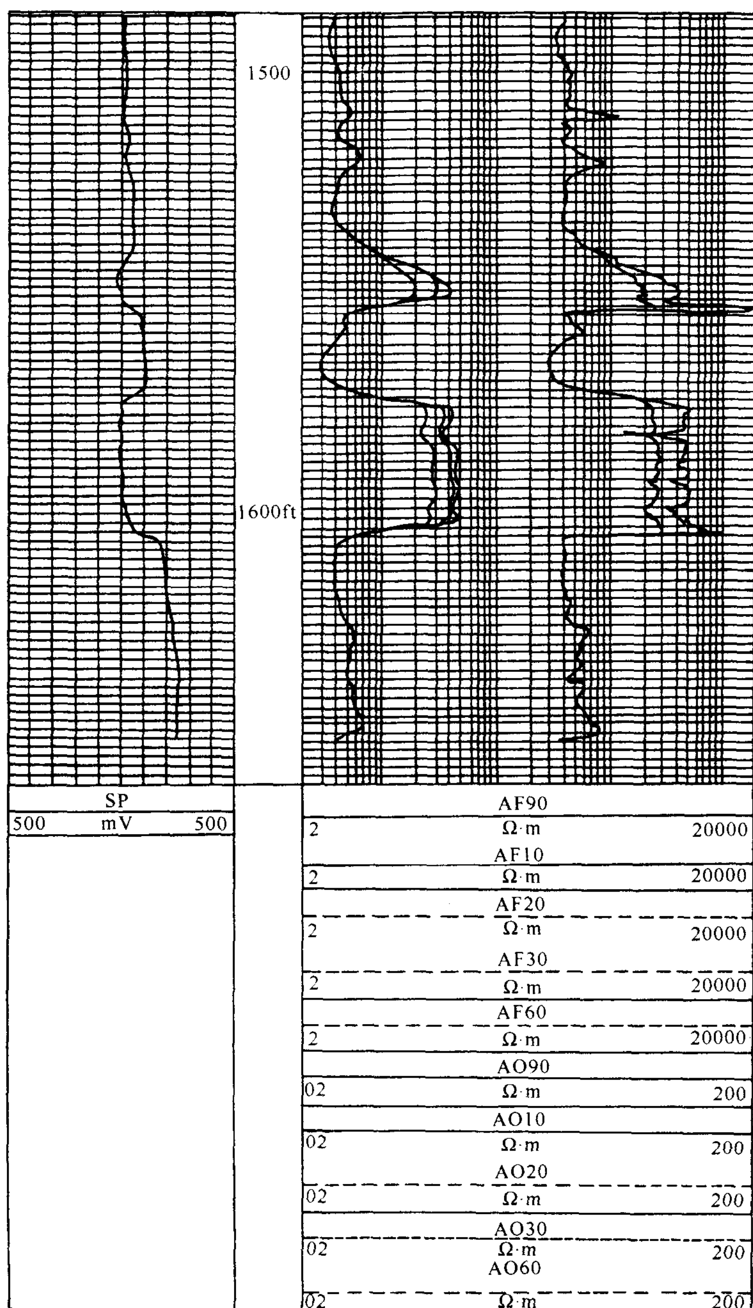


图 5－20　用阵列感应测井划分薄含气层

1ft＝0.3048 *m*

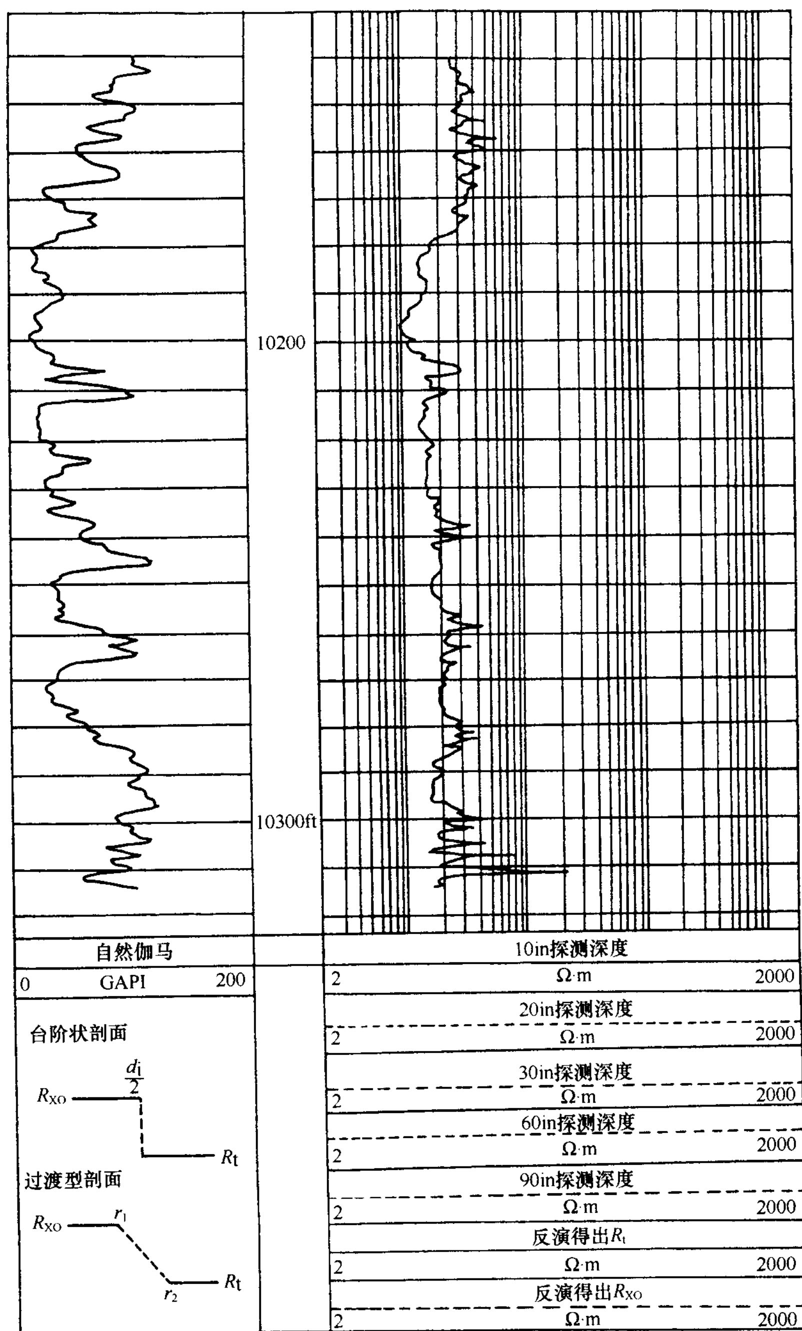


图 5-21 油基钻井液井中阵列感应测井曲线及反演的 R_t 和 R_{XO} 曲线

1 in = 0.0254 m

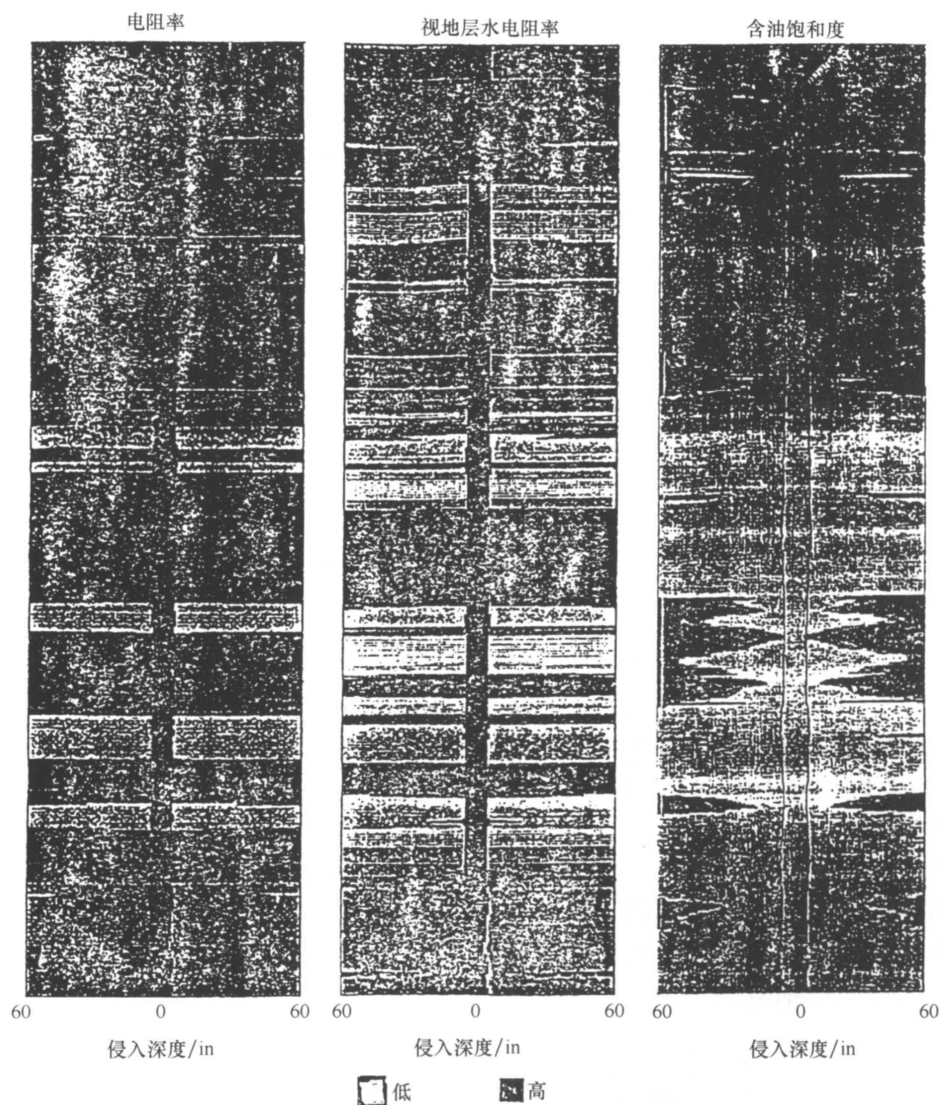


图 5-22　阵列感应测井给出的二维成像显示

1 in = 0.0254 m

第四节　方位电阻率成像测井

一、测量原理

方位电阻率测井是在双侧向测井的基础上发展起来的，方位电阻率测井共有 12 个电极，装在双侧向测井的屏蔽电极 A_2 的中部，每个电极向外的张开角为 30°，12 个电极覆盖了井周 360°方位范围的地层，电极为长方形，其电流分布如图 5-23 所示。

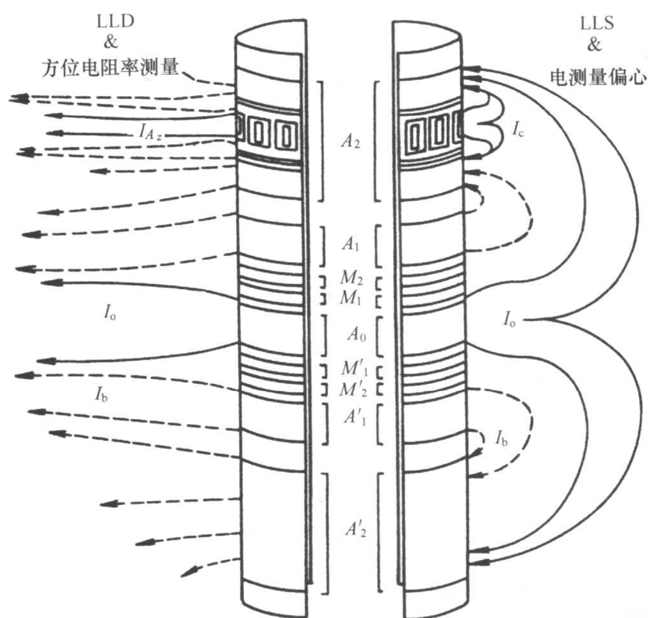


图 5-23 方位电极排列及电流线分布示意图

方位电极的详细排列如图 5-24 所示，在每个电极的中心有监督电极，方位电极排列的上下装有环状监督电极 M_3、M_4（两个电极短路相接），每个方位电极供以电流 I_{Az}，通过自动控制回路调节电流 I_{Az}，使得监督电极的电位与环状监督电极 M_3（M_4）的电位相等，这时由方位电极流出的电流受到屏蔽电极 A_2 及其他相同极性电极屏蔽作用，同时也受到相邻的方位电极的屏蔽作用，从而使电流 I_{Az} 沿电极张开角的方向流入地层。测量每个方位电极的电流 I_{Az} 和 M_3（M_4）电极相对于铠装电缆外皮的单位 U_m，用下式即可计算出 12 个方位的电阻率：

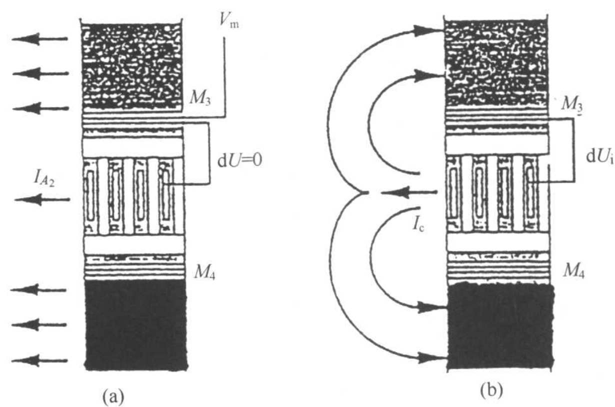


图 5-24 方位侧向电极排列及电流分布示意图

（a）主测量方式；（b）辅助测量方式

$$R_{Az} = K\frac{U_M}{I_{Az}} \tag{5-6}$$

式中：I_{Az}为每个方位电极的供电电流；U_M 为环状监督电极 M_3（M_4）相对于铠装电缆外皮的电位；K 为电极系系数。

利用上式，对每个深度处可计算出 12 个电阻率值，该电阻率相当于每个电极供电电流所穿过路径上介质的电阻率，穿过的路径包括在电极 30°张开角所控制的范围。因此当井周介质不均匀或有裂隙存在时，得出的 12 个电阻率就会有变化，据此可以找出井周地层的非均质变化，这对地质和采油工程具有重要的指导意义，也是一种近似的三维测井方法。

如果将 12 个方位电极供电电流求和，就可提供一种高分辨率的侧向测井（LLHR）。这时 12 个方位电极可等效为高度相同的圆柱状电极，测得的电阻率相当于井周围介质电阻率的平均值。在井径 6 ~ 8 in 时，LLHR 的纵向分辨率为 8 in（20.3 cm），高于深、浅侧向测井。此时的电极系数 K 是在井径为 8 in，地层电阻率为 R_t 与钻井液电阻率 R_m 比值为 30 时求出的。与双侧向测井相比，LLHR 受井眼影响较大，为此制作了井眼校正图版（图 5 - 25），用此图版即可对相关井眼影响进行校正。

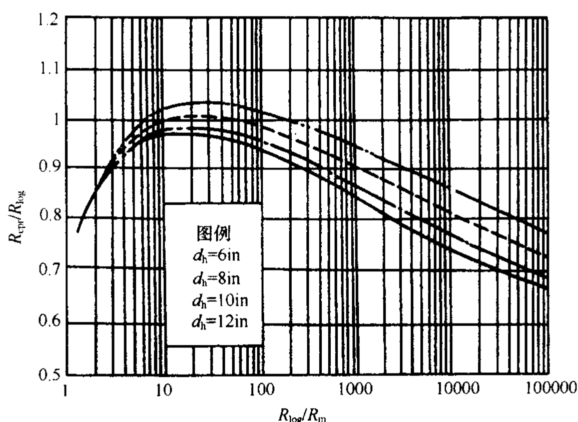


图 5 - 25　高分辨率侧向测井井眼校正图

厚地层，仪器居中；1 in = 2.54 cm

为了说明方位电阻率测井的探测范围，图 5 - 26 给出了深（LLD）、浅（LLS）侧向及高分辨率侧向（LLHR）的似几何因子。LLHR 的探测深度显著大于浅侧向，比深侧向稍低。

方位电阻率测井具有良好的纵向分辨能力，图 5 - 27 是 LLHR、LLD 和 LLS 电极系穿过一个分界面时，电阻率曲线的变化。两个地层的电阻率分别为 $R_{t1} = 1\ \Omega \cdot m$、$R_{t2} = 10\ \Omega \cdot m$，井径 $d_h = 6$ in（15.2 cm），钻井液电阻率 $R_m = 0.1\ \Omega \cdot m$。从图中可以看出，LLHR 电极系由低电阻率地层进入高电阻率地层时，曲线变化急剧，低电阻率围岩影响降低，分层能力显著高于 LLD 和 LLS。图 5 - 28（a）是在 $R_t = 1\ \Omega \cdot m$，$R_s = 10\ \Omega \cdot m$，$d_h = 6$ in，$R_m = 0.1\ \Omega \cdot m$的条件下做出的。图中表明，当地层厚度为 8 in（20.3 cm），LLHR 的读数与厚地层读数的差别在 10% 以内。对于 LLD 和 LLS，当地层厚度为 24 in（61 cm）时，其读数与厚地层之差才达到 10%。对于低电阻率围岩（$R_t = 10\ \Omega \cdot m$，$R_s = 1\ \Omega \cdot m$）得到了相同的结果（图 5 - 28（b））。对 LLD 和 LLS，当地层厚度为 30 ~ 33 in 时，电阻率的读数最低（高电阻率围岩）和最大（低电阻率围岩）。LLHR 无此现象。这说明 LLHR 受围岩影响显著降低，是划分薄地层的好方法。

二、辅助测量

由于方位电阻率测井受仪器偏心和井壁不规则影响较大，应用上受到一定限制，为此在进行方位电阻率测井的同时，还进行辅助测量。其电极结构如图 5 - 24 所示，方位电极

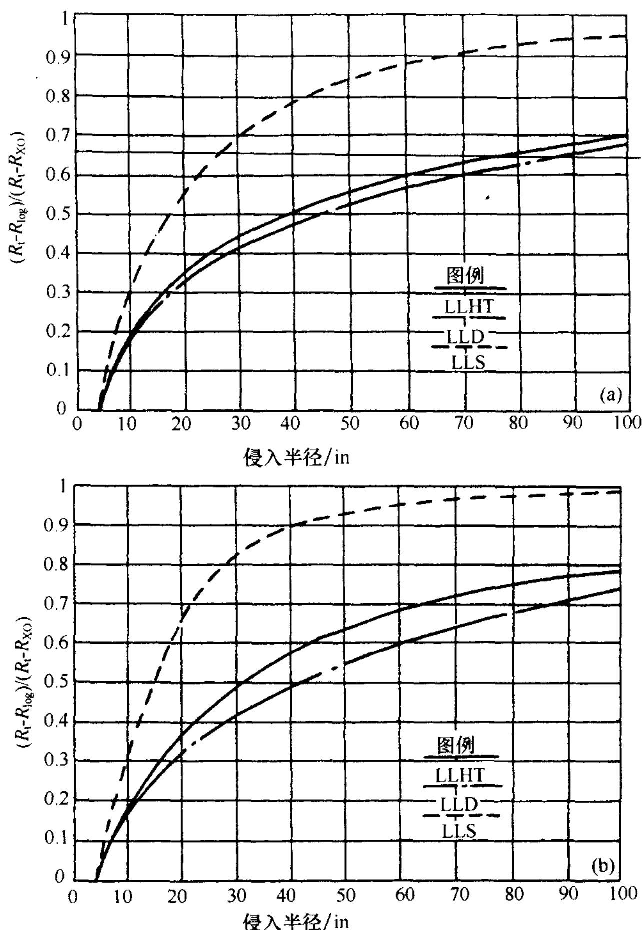


图 5-26　LLHR、LLS、LLD 几何因子

(a) $R_t=2\ \Omega\cdot m$ 时的情况；(b) $R_m=50\ \Omega\cdot m$ 时的情况；

$d_H=8$ in，$R_m=0.1\ \Omega\cdot m$，$R_{XO}=10\ \Omega\cdot m$；1 in = 0.0254 m

仍为供电电极，屏蔽电极 A_2 为回路电极。由方位电极流出的电流经井眼流入 A_2 电极，测量方位电极的监督电极与其上下的环状电极 M_3（M_4）之间的电位差。为了避免干扰方位电阻率的测量，故采用工作频率为 64 kHz 的供电电流。每个方位电极供以相同的电流 I_c，测量每个方位电极的监督电极与环状电极之间的电位差 dU_i，用下式计算出 12 个电阻率：

$$R_{ci} = C \cdot \frac{dU_i}{I_c} \tag{5-7}$$

式中：I_c 为每个方位电极上的供电电流；C 为电极系系数，在均匀流体中，用实验方法确定 C，使得 R_{ci} 等于流体的电阻率。

辅助测量时，回路电极 A_2 与方位电极相距很近。在一般条件下，地层电阻率总是大

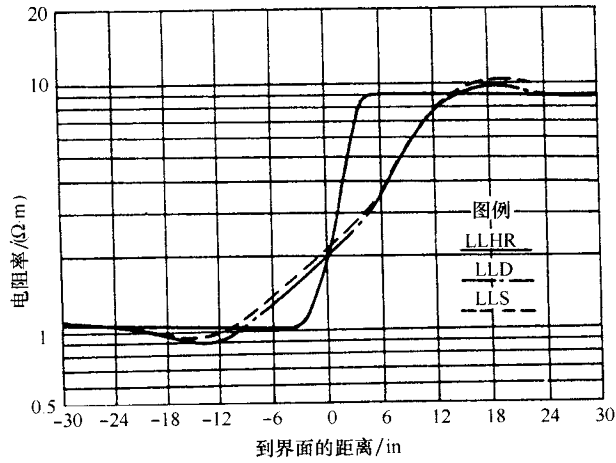


图 5-27 LLHR、LLD、LLS 穿过一个界面时电阻率曲线的变化

1 in = 2.54 cm

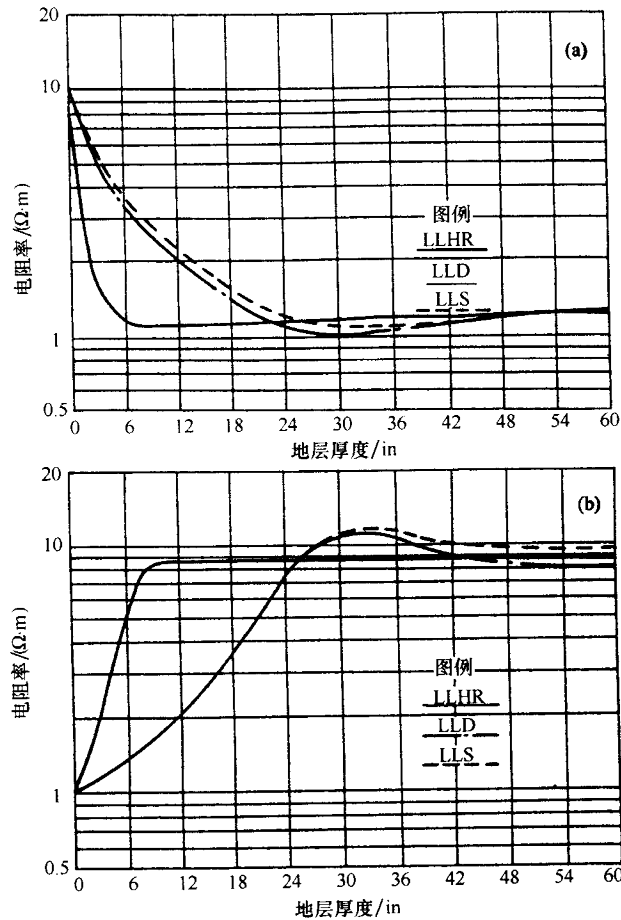


图 5-28 LLHR、LLD、LLS 在地层中点的读数与厚度的关系

1 in = 2.54 cm

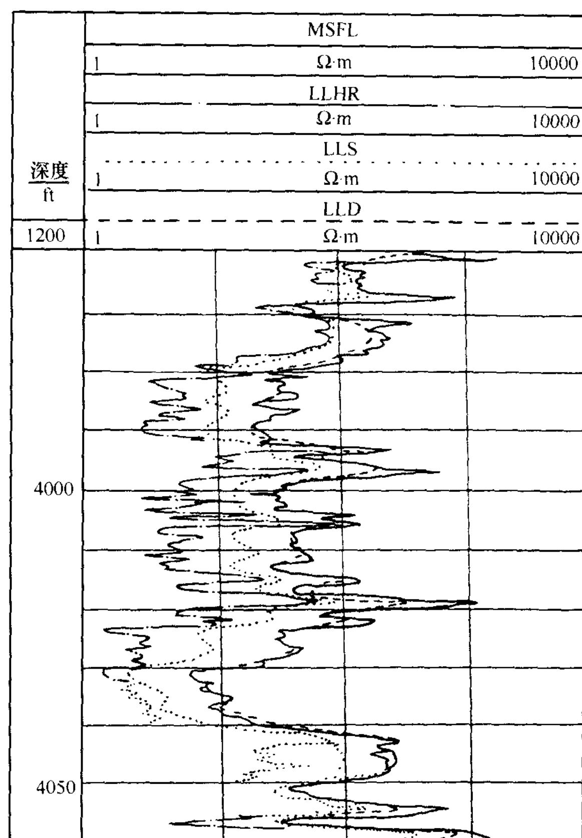


图 5－29 钻井液低侵井段 LLD、LLS、MSFL 及 LLHR 测井曲线

$d_h = 8\frac{7}{8}$ in；1ft = 0.3048 m

于钻井液电阻率，电流基本上沿井流动，几乎不会进入地层。因此每个电极的测量值主要反映电极附近钻井液体积的大小，即测量结果对井眼形状、井径大小及仪器偏心反应灵敏。辅助测量的主要目的有二：对仪器偏心、井眼状况对方位电阻率的影响进行校正；已知钻井液电阻率的情况下，就可以估算井眼大小和形状。

三、方位电阻率测井的应用

（一）探测深度

用测井曲线实例说明方位测向 LLHR 的探测深度和纵向分层能力，图 5－29 是在钻井液低侵井段的测井曲线，对于钻井液低侵的地层，LLD、LLS 和 MSFL 三条曲线有明显的幅度差（$R_{LLD} > R_{LLS} > R_{MSFL}$）。方位侧向 LLHR 曲线基本上与 LLD 曲线接近，说明其探测深度与 LLD 近似。同时，LLHR 曲线的形状与 MSFL 曲线基本相同，相应的尖峰都可以对比。这说明 LLHR 的分层能力接近于微形球聚焦测井。

（二）划分薄互层

图 5－30 是薄互层井段测出的 LLD、LLS 和高分辨率方位侧向（LLHR）曲线。在图

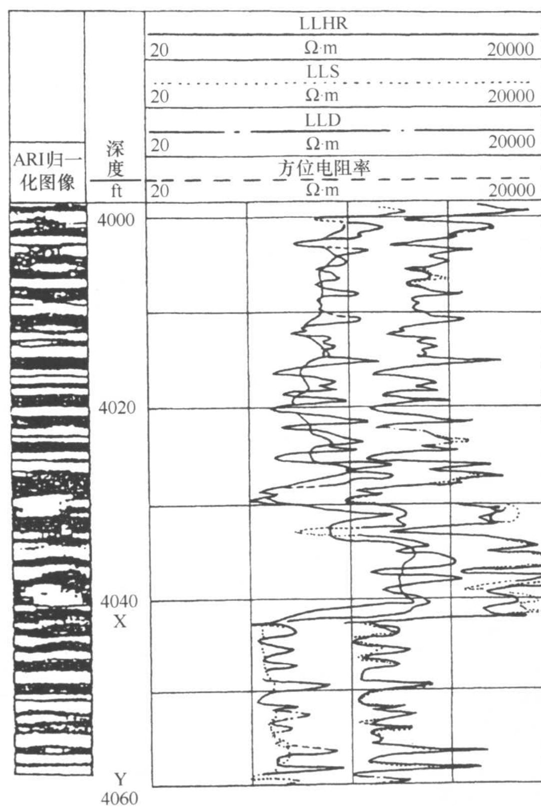


图 5-30 薄互层井段方位电阻率成像

$d_h = 3\frac{7}{8}$ in（1 in = 0.0254 m，1ft = 0.3048 m）

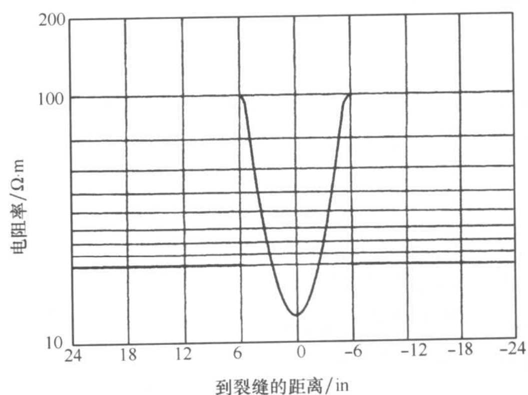


图 5-31 裂隙的 LLHR 模拟曲线

裂缝宽度为 0.039 in，裂缝无限延伸；$R_m = 0.1\ \Omega \cdot m$，$R_t = 100\ \Omega \cdot m$，

$d_h = 6$ in；1 in = 0.0254 m

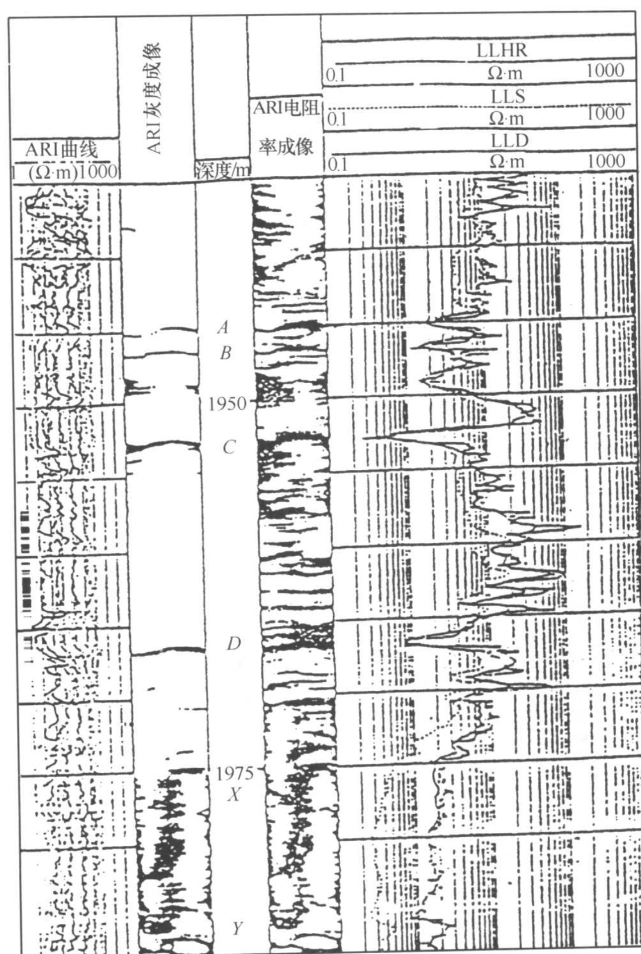


图 5-32　裂缝地层测井实例

由左至右分别为 12 条电间隙电阻率曲线，电阻率刻度的 ARI 灰度成像、动态归一化电阻率成像及 LLHR、LLD、LLS 曲线，$d_h = 6\frac{1}{4}$ in；1 in = 0.0254 m

的右侧是 12 条方位电阻率曲线。在 $x-y$ 井段，LLD 和 LLS 无法显示薄互层，但 LLHR 曲线清楚地划分出厚度小于 1 ft 的薄互层，同时 12 条方位电阻率曲线也有清楚显示，而这些曲线基本重合在一起，说明井周围介质是均匀的。在 4030 ~ 4042ft（1ft = 0.3048 m）井段，方位电阻率曲线散开，表明周围地层性质不均匀。在 ARI 成像图中显示地层倾斜。这一实例充分说明，方位电阻率成像测井不仅能划分出小于 1 ft 的薄互层，识别由 LLD 和 LLS 漏划的薄储集层，同时又能得出地层的结构特性，给出地层倾角等信息。

（三）识别裂缝

图 5-31 是模拟的水平裂隙的 LLHR 曲线。该裂缝与井轴垂直。裂缝中充满导电液体，相对裂缝部位 LLHR 读数显著降低，可以根据电导率面积估算裂缝宽度。

图 5-32 是裂缝地层的测井实例，左边是固定电阻率刻度的 ARI 成像，右边是动态归

一化的 ARI 成像。其对比度得到加强，*A*、*B*、*C*、*D* 是低倾角的裂缝，成像图中有清楚的显示。另外在 *X* - *Y* 井段，成像图中清楚地显示出垂直裂缝，同时 LLS 读数明显低于 LLD 的读数，这也表明有垂直裂缝存在。如果把 ARI 成像与 FMI 成像同时测量，就能更详细地研究井壁附近及较深部的裂缝分布。

除此之外，方位电阻率成像测井在水平井段研究井周围不均匀性等，也能提供重要的信息。

第五节　偶极横波成像测井

偶极子和四极子声源声波测井技术的开发，使井轴非对称的声波方法研究和应用有了极大的发展。这类声系的主要优点是能在裸眼井和套管井中测量低速地层的横波速度，克服了单极子声系无法测量软地层横波速度的缺点。

一、偶极横波成像测井原理

偶极子或 2*n* 个单极子正负交替对称设置在同一平面上的声源，所产生的声场是两个单极子声源所产生声场的叠加。偶极声波源可形象地描述为一个活塞。当它工作时，使井壁的一侧增压，而另一边则压力减少，造成井壁轻微的挠曲，而直接在地层中激发出纵波和横波；这种挠曲波在井眼流体中沿井轴方向传播，质点位移与井轴方向垂直（图 5 - 33）。通常偶极子声源的工作频率，一般低于 4 kHz。另外，偶极子声源还有更低频率的发射功能，其工作频率低于 1 kHz。在大井眼和慢速地层中可得出有效的测量结果，同时也增大了探测深度。

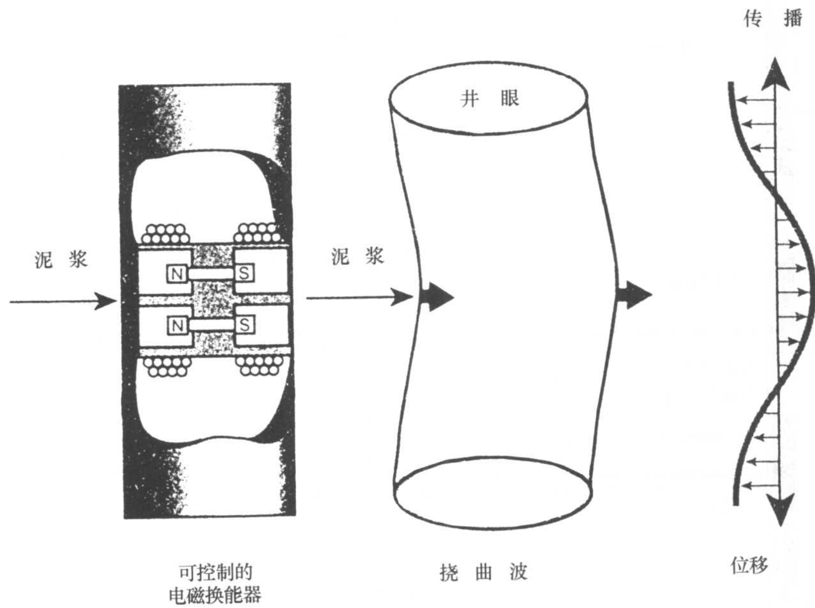


图 5 - 33　偶极横波换能器工作示意图

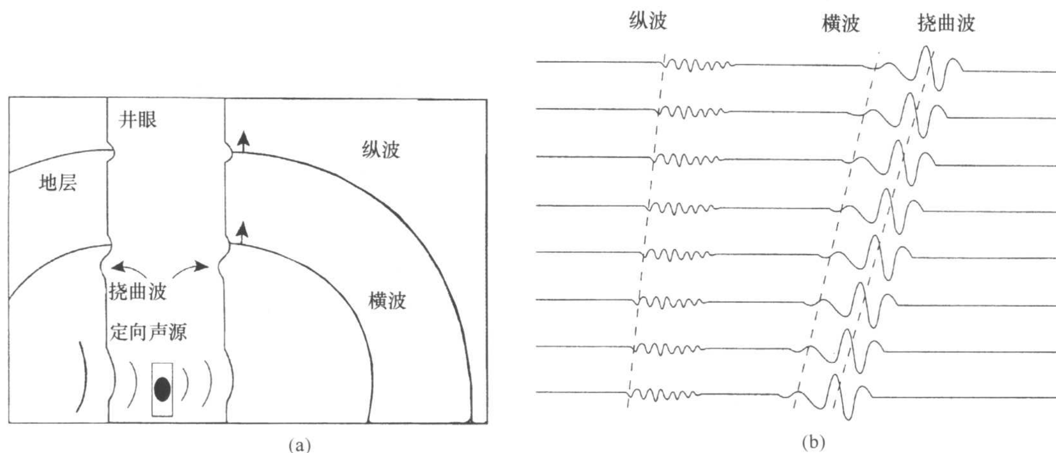


图 5－34　慢速地层中偶极声源的纵波、横波和挠曲波的传播示意图

（a）用偶极声源时软地层中的声波传播；（b）软地层中偶极声波波列图

除沿地层传播的纵波与横波外，沿井眼向上还存在有剪切挠曲波的传播，这种由井眼挠曲运动形成的剪切挠曲波具有频散特性。不同频率剪切挠曲波的传播速度不同，在高频时其传播速度低于横波的速度；低频时其传播速度与横波相同。图 5－34 是慢速地层中偶极声源的纵波、横波和挠曲波的传播示意图，图的下部是记录的慢速地层中偶极声波的波列图。由此可见，用偶极声波测井可以由剪切波、挠曲波提取软地层的横波时差。

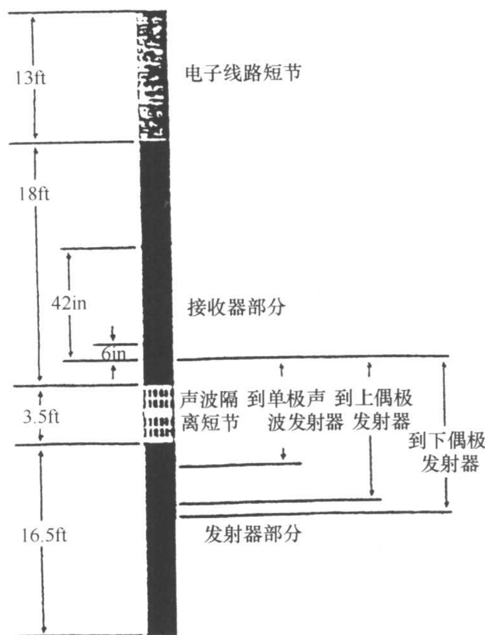


图 5－35　偶极横波成像仪结构示意图

1ft＝0.3048 m；1 in＝0.0254 m

二、偶极横波测井仪器的工作方式

偶极横波成像测井仪如图 5－35 所示，该仪器分为发射器、接收器和数据采集电子线路部分。

发射器由三个发射器单元组成：下偶极发射器和上偶极发射器，两个偶极发射器的方向互相垂直；一个单极全方位陶瓷发射器。用低频脉冲激励单极发射器产生斯通利波，用高频脉冲激励该发射器产生纵波和横波。用低频脉冲激励偶极换能器产生纵波和横波。用低于 1 kHz 的脉冲激励偶极换能器，能在大井眼和非常低速地层中提取横波。

声波隔离短节实际是一种机械衰减器，作用是阻止发射器来的信号沿仪器直接上传。

接收器部分包括 8 个接收器位置，相邻两个接收器位置的间距为 6 in（15.2 cm），第一个接收器位置与第八个接收器位置之间的距离

为42 in（1.07 m）。每个接收器位置上有两对接收器。一对同上偶极发射器方向一致，另一对同下偶极发射器方向一致。对于偶极方式，每对接收器是分开传输的；对于单极方式，二者是合在一起传输的。最低接收器位置与单极发射器的距离为9 ft（2.7 m），与上偶极发射器的距离为11 ft（3.4 m），与下偶极发射器的距离为11.5 ft（3.5 m）。

并行数据采集电路包括有同时数字化8个独立波形，能把几次发射产生的波形叠加起来、进行自动增益控制，并把信号传输到地面的相关电路。还包括记录每条波形的幅度门坎交叉时间所用的门坎探测器，门坎探测器用于检测纵波首波，得出时差值。

偶极横波成像测井有多种工作方式，它们可以进行任意组合。

（一）下偶极方式

下偶极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的偶极波形数据及挠曲波的慢度，从而获取有关横波数据。

（二）上偶极方式

上偶极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的偶极波形数据及挠曲波的慢度，从而获取有关横波数据。

（三）斯通利波方式

当用低频脉冲激励单极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的单极波形数据，从而得出斯通利波的时差。

（四）纵波和横波方式

用高频脉冲激励单极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的单极波形数据，从而得出纵波和横波时差。

（五）首波检测方式

用高频脉冲激励单极发射器发射时，采集和处理相应接收器接收到的单极波与阈值的交叉数据，从而测得纵波的时差。

偶极横波成像测井仪可与大部分测井仪进行组合测量。

三、偶极横波成像测井的应用

偶极横波成像测井除一般纵波的应用外，主要还有下列几方面的应用。

（一）鉴别岩性和划分气层

实验室和现场实际经验表明，利用纵波速度与横波速度比（v_P/v_S）可以鉴别岩性，在v_P与v_S与纵波时差Δt_c的交会图（图5-36）中，白云岩的$v_P/v_S=1.8$，石灰岩的$v_P/v_S=1.86$，二者几乎是一条与横轴平行的直线。同样对于纯砂岩或含气砂岩的$v_P/v_S=1.58$，而且v_P/v_S与Δt_c的关系也近似于一条直线。利用这些特点即可由v_P/v_S与Δt_c交会图中鉴别岩性。对于含水砂岩来说，随着孔隙度的增大和压实程度的降低，v_P/v_S增大，如图中的实线所示，呈一斜线状。图中断点斜线是泥岩的趋势线，这也表明随着沉积物压实程度的降低，v_P/v_S比值增大。

利用v_P/v_S与Δt_c的交会图能更有效地划分气层。众所周知，孔隙中含天然气时使纵波速度降低，但对横波速度影响很小。因此，从交会图中可以看出，在地层孔隙度一定的条件下，随着含气饱和度的增大，交会点向右下方移动，如图中的箭头所示，图中的孔隙度线上还标出了含水饱和度S_{XO}。因此有了偶极横波成像测井，取得了准确的v_P和v_S，利

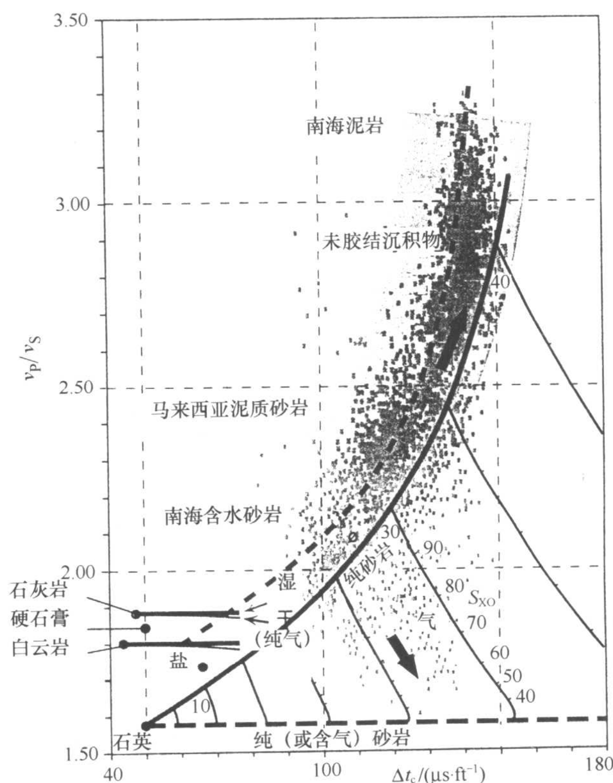


图 5-36 用于鉴别岩性和划分气层的 $v_P/v_S-\Delta t_c$ 交会图

1ft = 0.3048 m

用交会图能准确地划分出含天然气地层。

（二）划分裂缝带

当斯通利波遭遇张开裂缝时，由于裂缝处声阻抗大，故使斯通利波的能量被反射。通过对斯通利波波形的处理，可提取反射系数（反射能量与入射能量之比），从而判别裂缝带。图 5-37 是一硬地层的实例，图中显示出第一个接收器记录的斯通利波的变密度图（第三道）和计算的反射系数（第二道），在 605 ft、781 ft、784 ft、811 ft 和 840 ft 的深度处有明显的反射波，同时相应的反射系数也增大，地层微电阻率扫描测井证实在 650 ft、807 ft、811 ft 和 840 ft 处存在裂缝，而在 781 ft 和 784 ft 深度处的裂缝难以确定。由于裂缝的反射系数大，表明这些裂缝是张开的，但该图无法评价裂缝的张开度。

（三）岩石机械特性分析

根据测得的纵、横波时差及地层密度，可以计算地层岩石的物性，如泊松比（σ）、杨氏弹性模量（E）、切变模量（μ）、体积模量（k）及拉梅常数（λ）等。利用这些岩石的机械特性，可以评价井眼稳定性以及预测水力压裂效果等。

偶极横波成像测井是一种新的测井技术，在其解释方法和应用方面尚需进一步研究开发。

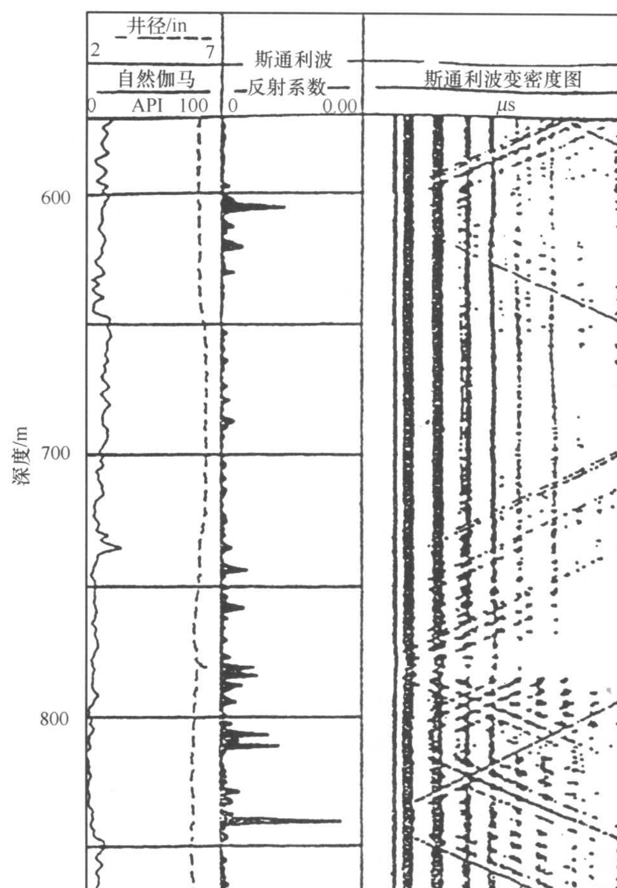


图 5－37　用斯通利波反射波划分裂缝带

第六节　核磁共振测井

核磁共振测井，是由两个同极性强磁铁体系在轴向建立均匀强磁场，并采用“内部建场、外部接收”的核磁共振技术，接收磁化后地层核磁共振信号。特别是：通过发射线圈或天线向井中发射电磁波而建立射频交变电磁场，交变磁力线垂直于径向磁场方向，其发射频率等于均匀磁化区域氢核的核磁共振频率，最后接收由这个区域的氢核在退激过程中的衰减信号（横向弛豫时间 T_2），这个衰减时间可以反映测量区域内的自由流体情况，进而得到地层渗透率、饱和度等参数。

一、核磁共振测井物理基础与实验

（一）原子核磁矩

1. 带电体的磁矩

我们知道，带电物体做闭合运动时具有磁矩（图 5－38（a）），其定义为

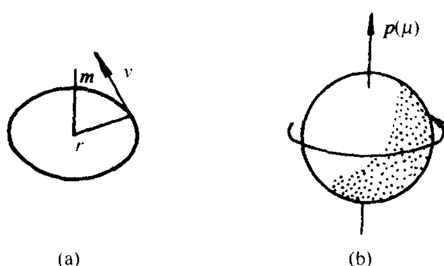


图 5-38 微观粒子的磁矩

(a) 做轨道圆周运动的带电粒子磁矩 $\boldsymbol{m}=\frac{q}{2m}\boldsymbol{p}_L$；

(b) 核的自旋磁矩 $\boldsymbol{\mu}_I=\gamma h\boldsymbol{p}_I$

$$\boldsymbol{M}=iS\boldsymbol{n}$$

式中：i 为电流，A；S 为闭合面积，m^2；$\boldsymbol{n}$ 为电流方向成右手法则的面积单位矢量。

可以证明，带正电荷 q、以速度 v 做圆周运动的带电粒子体系（图 5-38）的磁矩为

$$\boldsymbol{M}=\frac{q}{2m}\boldsymbol{P}_L \tag{5-8}$$

上式中，$\boldsymbol{P}_L=r\times mv$ 为粒子的角动量。粒子的磁矩与角动量成正比，且方向一致。

具有磁矩的体系置于磁场 $\boldsymbol{B}$ 中，它将受到力矩 $\boldsymbol{L}$ 的作用：

$$\boldsymbol{L}=\boldsymbol{M}\times\boldsymbol{B} \tag{5-9}$$

并且具有热能 $\boldsymbol{E}$：

$$\boldsymbol{E}=-\boldsymbol{M}\cdot\boldsymbol{B} \tag{5-10}$$

上两式说明，当 $\boldsymbol{M}$ 与 $\boldsymbol{B}$ 方向一致时，体系热能最低，最为稳定；当两者反平行时，热能最高，为非稳态平衡。

2. 原子核的磁矩

原子核是带有 Z 个正电荷的带电粒子，且具有一定的自旋角动量。因此，原子核具有磁矩（图 5-38（b）），原子核磁矩的表达式一般写为

$$\boldsymbol{\mu}_I=g_I\left(\frac{e\hbar}{2m_p}\right)\boldsymbol{P}_I=g_I\mu_N\boldsymbol{P}_I \tag{5-11}$$

式中，$\hbar=h/2\pi=1.0546\times10^{-34}$ J·s，h 称普朗克常数；$m_p=1.6726\times10^{-27}$ kg 为质子质量；$\boldsymbol{P}_I$ 为以 $\hbar$ 为单位的核自旋角动量；系数 g_I 称为核回旋磁比率，简称 G 因子。

核的磁矩是原子核的重要属性之一。例如，对氢核（质子）$g_p=5.586$（$\neq2$）；对中子（电荷为 0）$g_n=-3.826$（$\neq0$）。

式（5-11）也可写为

$$\boldsymbol{\mu}_I=\gamma\hbar\boldsymbol{P}_I \tag{5-12}$$

其中

$$\gamma=\frac{g_I\mu_N}{\hbar} \tag{5-13}$$

称旋磁比。对 H 核 $\gamma=2.67519\times10^8$（rad·T^{-1}·s^{-1}）。

3. 氢核磁矩

原子核的磁矩可以通过核磁共振方法测量。实验发现，对偶 A 核（A 是原子核质量数），角动量量子数为整数，其中偶-偶核（中子数 N、电荷数 Z 都是偶数）$I=0$；奇 A 核，I 为半整数。因此，对偶-偶核，其磁矩为零。

构成地表元素的核素，偶-偶核占有最大的含量；而对其他核，氢核的含量最多，它的信息最大。除此之外，还有以下诸原因：①氢元素是地下流体最显著的标识元素；②氢核的 g 因子（或旋磁比 γ）在所有核素中为最大，理论表明对样品测量的灵敏度正比于 $\gamma^{5/2}$；③可以通过共振除去其他核的影响。

（二）核磁共振实验和核磁共振现象

1. 核磁共振现象

对核磁共振现象存在着两种理论解释方法：量子力学和经典电动力学。由于经典力学直观形象，可以解释大多数实验现象，工程应用中一般采用经典力学方法。

核磁共振现象，从微观机理讲是具有简并量子状态的粒子在磁场作用下简并度被解除的效应（Zeeman 效应）。具有磁导率$\boldsymbol{\mu}_I$的核置于磁场$\boldsymbol{B}_0$中，将获得附加的能量：

$$E = -\boldsymbol{\mu}_I \cdot \boldsymbol{B}_0 = -\mu_{I,Z}\boldsymbol{B}_0 \tag{5-14}$$

式中：$\mu_{I,Z}$是在$\boldsymbol{B}_0$（Z）方向的投影。

由量子力学可知，$\mu_{I,Z}$有$I+1$个值，$\boldsymbol{E}$也有$I+1$个值：

$$\boldsymbol{E}_m = -m\gamma\hbar\boldsymbol{B}_0 \tag{5-15}$$

磁量子数$m=I$，…，$-I$。当$m=I$时，能量最低。例如，对 H 核，$I=1/2$，其能级分裂为两条，如图 5－39 所示。相邻能级差（$\Delta m=1$）：

$$\Delta\boldsymbol{E} = \gamma\hbar\boldsymbol{B}_0 \tag{5-16}$$

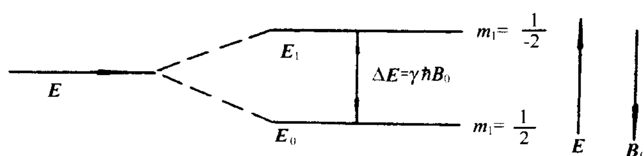


图 5－39　在磁场$\boldsymbol{B}_0$中 H 核的能级分裂

如果在垂直于均匀磁场$\boldsymbol{B}_0$方向上再加一个强度较弱的高频磁场$\boldsymbol{B}_1$，其频率满足

$$\hbar\omega_0 = \Delta\boldsymbol{E} \tag{5-17}$$

即

$$\omega_0 = \gamma\boldsymbol{B}_0 \tag{5-18}$$

原子核会吸收高频磁场的能量，从而使核的取向发生变化，实现由较低能级向相邻较高能级的跃迁。在这里，ω_0称为共振频率或跃迁频率，它也是具有固有自旋角动量$\boldsymbol{P}_1$的体系绕外加磁场$\boldsymbol{B}_0$做高速旋转的拉莫尔进动频率。

2. 核磁共振实验

核磁共振实验装置有连续波工作法（CW）和脉冲-傅里叶法（PF）。前者直接测量共振频率；后者测量样品吸收外部能量后发出的时域谱，再经过傅里叶变换转化为频谱。目前大都采用后一种工作方式。NMR 工作方式原理如图 5－40 所示。

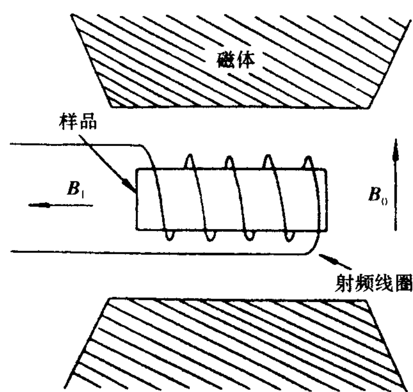


图 5－40　核磁共振简示图

首先考虑 NMR 信号的数量级。①为克服电子对核的屏蔽作用，外加均匀磁场$\boldsymbol{B}_0$需足够强，约 1 T（1 T＝10^4 Gs）。当$\boldsymbol{B}_0$＝1.4 T 时，由式（5－18），其共振频率$f_0=\frac{1}{2\pi}\omega_0$＝60 MHz。它在无线电波谱段，核磁共振是低能量电磁波（无线电波）与

物质相互作用的一种物理现象。②理论表明，受到磁化的粒子数服从玻尔兹曼分布：

$$分布概率 \propto e^{(-E/kT)} \tag{5-19}$$

$k=1.38054\times10^{-23}J\cdot K^{-1}$为玻尔兹曼常数。在热平衡时，基态核素 $N_0\propto e^{(-E/kT)}$。

第一激发态核数 $N_1\propto e^{(-E_1/kT)}$，所以：

$$\frac{N_0-N_1}{N_0}=\frac{\Delta N}{N_0}=1-e^{(-\Delta E/kT)}=\Delta E/kT=\omega_0\hbar/kT \tag{5-20}$$

当 $T=300$ K 及 $\boldsymbol{B}_0=1$ T 时，$\Delta N\approx7\times10^{-6}N_0$。这是一个非常小的量，NMR 信号正比于 ΔN。

由图 5-40 样品置于强均匀磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 中，使样品磁化，把射频场 $\boldsymbol{B}_1$（ω）以一个短而强的脉冲加到样品上（$\boldsymbol{B}_1\perp\boldsymbol{B}_0$），射频脉冲期间的射频频率满足核磁共振条件：$\omega=\gamma\boldsymbol{B}_0$，样品会吸收高频磁场的能量而实现能级跃迁（吸能过程）。脉冲过后，样品会释放在高能级的能量（放能过程），在感应线圈上会产生一个“自由感应衰减”信号（FID），它是时间域函数。一般要求射频脉冲门成直角，且脉冲宽度 τ 很小。

在实验室条件下，通过傅里叶变换，得到样品频谱和纵向弛豫时间 T_1 等多种物理参数；而在测井中或其他工程中一般只测横向弛豫时间 T_2。

利用 NMR 还可实现样品内部成像，即核磁共振成像（NMRI）技术。其基本原理由式（5-18）知，共振频率与外加磁场成正比。设置磁场为空间变量 $\boldsymbol{B}_0$（x，y，z），则样品的共振频率为 ω_0（x，y，z）$=\gamma\boldsymbol{B}_0$（x，y，z），也是空间向量。激发不同频率，对应不同空间点信号，利用计算机相应存储器存储，即完成“空间编码”，重现成像。

（三）核磁共振宏观描述——布洛赫方程

核磁共振的宏观理论基于核磁共振现象的发现者布洛赫（Bloch）。该理论从磁化强度矢量 $\boldsymbol{M}$ 出发，是工程中最常用的理论。

磁化强度 $\boldsymbol{M}$ 定义为单位体积内所有磁矩的矢量和：

$$\boldsymbol{M}=\frac{\langle\boldsymbol{\mu}\rangle}{\Delta V} \tag{5-21}$$

其 SI 单位为 $A\cdot m^{-1}$。在没有加外磁场时，由于电子的屏蔽作用，单个核磁矩随机取向，$\langle\boldsymbol{\mu}_i\rangle=0$，宏观上观察不到核的磁特性（5-41a）。当外加一静磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 时，情况发生了变化，原子核被磁化，排列有序，产生磁化现象（图 5-41b）。显然，$\boldsymbol{M}$ 的取向与外加磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 的方向一致。

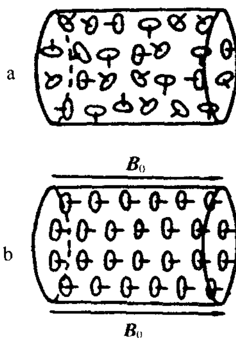


图 5-41 磁场中原子

a—未加外磁场；b—加外磁场

$$\boldsymbol{M}=\kappa\boldsymbol{B}_0 \tag{5-22}$$

式中：κ 为核磁化率。由统计力学可求：

$$\kappa=\frac{N\gamma^2I(I+1)\hbar^2}{3kT} \tag{5-23}$$

式中：N 为单位体积自旋核数。

以平均磁矩 $\langle\boldsymbol{\mu}\rangle$ 表示磁化强度 $\boldsymbol{M}$ 的大小

$$\boldsymbol{M}=N\langle\boldsymbol{\mu}\rangle \tag{5-24}$$

它正比于 N，是工程中所关注的量。

布洛赫方程是描述磁化强度与磁场相互作用的微分方程。基于宏观电磁理论，在 NMR 中具有非常重要的意义。其向量

形式：

$$\frac{\mathrm{d}\boldsymbol{M}}{\mathrm{d}t} = \gamma \boldsymbol{M} \times \boldsymbol{B} - R \cdot (\boldsymbol{M} - \boldsymbol{M}_0) \qquad (5-25)$$

式中：$\boldsymbol{M} = (M_x, M_y, M_z)^{\mathrm{T}}$ 为磁化强度矢量。当只有均匀磁场 $\boldsymbol{B}_0$ 时，$\boldsymbol{M} = \boldsymbol{M}_0$；$\boldsymbol{B} = (B_x, B_y, B_z)^{\mathrm{T}}$ 为外加磁强强度；$R = (1/T_2, 1/T_1)$ 为 3×3 阶弛豫矩对角方阵。

严格求解布洛赫方程是一项困难的工作，只能通过一些假定对问题进行简化。

1. 当脉冲发射时

在其作用时间 t_p 内，弛豫时间 T 可忽略不计；在 X 方向施加射频磁场：$B_x = 2B_1\cos\omega t$，布洛赫方程为

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\begin{pmatrix} M_x \\ M_y \\ M_z \end{pmatrix} = \gamma \begin{vmatrix} i & j & k \\ M_x & M_y & M_z \\ 2B_1\cos\omega t & 0 & B_0 \end{vmatrix} \qquad (5-26)$$

上式仍需进一步化简：①分解线偏振 $2B_1\cos\omega t$ 为两个相对反相旋转的圆偏振，且只考虑激发共振的一个圆偏振场；②实验室坐标系（L 系）变换为以射频场频率 ω 绕 Z 轴旋转的旋转坐标系（R 系）求解。在 R 系中，只有 B_1 作用，交变量消除，而 $\gamma B_0 = \omega_0$ 变为有效角频率 $(\omega_0 - \omega)$。布洛赫方程化为

$$\begin{aligned} \mathrm{d}M_x^{\mathrm{R}}/\mathrm{d}t &= (\omega_0 - \omega)M_y^{\mathrm{R}} \\ \mathrm{d}M_y^{\mathrm{R}}/\mathrm{d}t &= -(\omega_0 - \omega)M_x^{\mathrm{R}} + \gamma B_1 M_z^{\mathrm{R}} \\ \mathrm{d}M_z^{\mathrm{R}}/\mathrm{d}t &= -\gamma B_1(\omega_0 - \omega)M_y^{\mathrm{R}} \end{aligned} \qquad (5-27)$$

当达到共振时，$\omega_0 - \omega = 0$，由此得：

$$\begin{aligned} M_x^{\mathrm{R}} &= 0 \\ M_y^{\mathrm{R}} &= M_0\sin(\gamma B_1 t) \\ M_z^{\mathrm{R}} &= M_0\cos(\gamma B_1 t) \end{aligned} \qquad (5-28)$$

由此得到，共振时，磁化强度 $\boldsymbol{M}$ 以 ω_0 绕 Z 轴进动。在旋转坐标系中，它以 $\omega_1 = \gamma B_1$ 的角频率在 YZ 平面上转动，称为章动（ω_1 也称 Rabi 频率）。在脉冲作用时间 t_p 内，$\boldsymbol{M}$ 与 Z 轴之间形成一个夹角，这个夹角称为脉冲偏转角，用 θ 表示。$\boldsymbol{M}$ 的运动可比喻为在重力作用下旋转的陀螺（图 5-42）。在 NMR 中，通常说 90°脉冲即指把 $\boldsymbol{M}$ 从 Z 方面扳转到 XY 平面时所对应的时间。

2. 脉冲作用过后

此时可以检测由样品发出的 NMR 信号，需考虑弛豫时间，布洛赫方程化为

$$\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\begin{pmatrix} M_x \\ M_y \\ M_z \end{pmatrix} = \gamma \begin{vmatrix} i & j & k \\ M_x & M_y & M_z \\ 0 & 0 & B_0 \end{vmatrix} - \begin{pmatrix} 1/T_2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/T_2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/T_1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} M_x \\ M_y \\ M_z - M_0 \end{pmatrix} \qquad (5-29)$$

当扳转角 $\theta_0 = 90°$时，上式解为

$$\begin{aligned} M_x &= M_0\sin(\omega_0 t)\exp(-t/T_2) \\ M_y &= M_0\cos(\omega_0 t)\exp(-t/T_2) \\ M_z &= M_0[1 - \exp(-t/T_1)] \end{aligned} \qquad (5-30)$$

此结果表明，M 一方面在 XY 平面绕 Z 轴以拉莫尔频率高速旋转（称旋进），并以 T_2 呈指数衰减；同时又以速率 $1/T_1$ 回复到 Z 轴的初时值。图 5－43 表示了 M 的纵向和横向分量衰减示意图。在 XY 平面会接受到 M 进动产生的感应电流信号，即自由感应衰减信号（FID）。

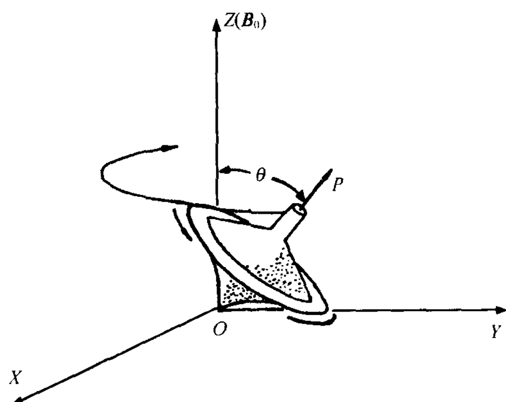


图 5－42　磁化强度 M 的“陀螺”运动

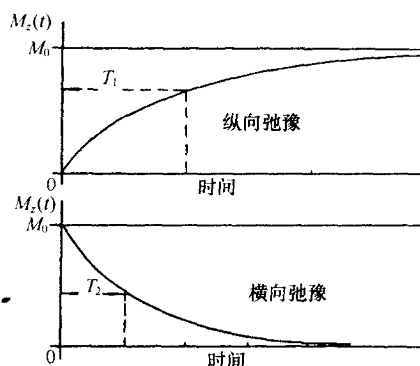


图 5－43　M 的弛豫恢复过程

自由感应衰减信号的弛豫时间是由于分子热运动以非辐射方式释放能量的过程而产生，它分为纵向弛豫和横向弛豫。纵向弛豫时间 T_1 称自旋转-晶格弛豫，它指 M 在恢复 Z 方向的磁化强度时，将自身的能量通过热能传递给周围环境；横向弛豫时间 T_2 也称自旋-自旋弛豫，它的能量交换是在体系内部进行的。测井中，受钻井空间和长线传输等实际问题的限制，测量的是横向弛豫时间 T_2。

（四）物质的弛豫特性

存在三种影响 T_1 或 T_2 弛豫时间的 NMR 弛豫机理：即颗粒表面弛豫、梯度场中分子扩散引起的弛豫和体积流体进动引起的弛豫。

1. *颗粒表面弛豫*

流体分子在孔隙空间内不停地运动和扩散，在 NMR 测量期间扩散使分子有充分机会与颗粒表面碰撞。每次碰撞都提供了自旋弛豫的机会。当分子碰到颗粒表面，可能发生两种现象。首先，氢质子将核自旋能源传递给颗粒表面，使之与静磁场 B_0 重新线性排列（这对纵向弛豫 T_1 有贡献）。其次，氢质子可能产生不可逆的反相自旋，而对横向弛豫 T_2 有贡献。这些现象不是每次碰撞都发生，仅有发生的一种可能性。如图 5－44（a）示出在孔隙中两个分子的运动路径，有一个自旋被弛豫前发生了几次碰撞。研究人员指出，在大部分岩石中，颗粒表面弛豫对 T_1 和 T_2 的影响最大。

在弛豫质子自旋方面，不是所有面都具有相同能力。顺磁离子如铁、锰、镍和铬等为特别有效的弛豫物质，只要它们存在就能够控制弛豫速度。砂岩通常含 1% 的铁，这使流体质子有效预见弛豫。碳酸盐岩的流体弛豫速率低于砂岩。在弛豫孔隙水方面，砂岩比碳酸盐岩的有效率高三倍。

在表面弛豫中，孔隙大小也起了重要作用。弛豫速度与质子碰撞表面的频率有关，也就与表面体积比（S/V）有关，见图 5－44。在大孔隙中，碰撞发生次数少，其 S/V 小，

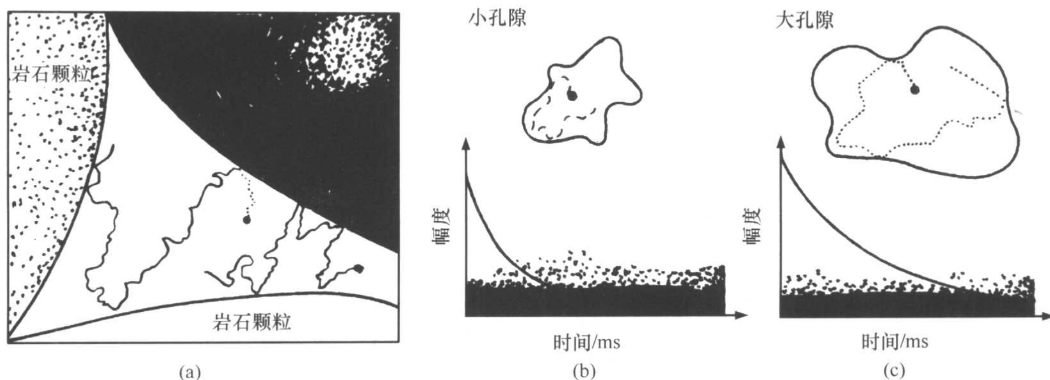


图 5－44　颗粒表面弛豫

（a）进动质子在孔隙空间来回运动与其他质子颗粒表面发生碰撞，实线代表未弛豫自旋；点线代表弛豫自旋。（b）实验表明，当与颗粒表面碰撞的概率高时（小孔隙中），弛豫较快；（c）当与颗粒表面碰撞的概率低（大孔隙）时，弛豫较慢

因此弛豫时间相对长。同样，小孔隙的 S/V 大，弛豫时间短。

对于单个孔隙，核自旋激励按指数衰减。在 T_2 实验中，作为时间的函数，信号幅度随特性时间常数 $[\rho_2 S/V]^{-1}$ 衰减，于是：

$$1/T_2 = \rho_2 S/V \tag{5-31}$$

同样

$$1/T_1 = \rho_1 S/V \tag{5-32}$$

实验研究表明，表面弛豫机制与温度和压力无关。岩石中流体弛豫主要为颗粒表面弛豫，弛豫时间比（T_1/T_2）在 1 至 2.5 之间，通常为 1.6。

岩石包括一系列不同尺寸的孔隙，每个孔隙具有自己的 S/V。因而会有多个弛豫组分，总激励为来自不同孔隙信号之和，所以实测的 T_2 不是一个单值，而是 T_2 分布函数。所有孔隙体积之和等于岩石的流体体积——孔隙度。总信号正比于孔隙度，总衰减为反映孔隙尺寸分布的单个衰减之和。孔隙度和孔隙尺寸分布的测量是 NMR 解释的重要参数。

2. 扩散弛豫

在梯度场中分子扩散造成的弛豫为扩散弛豫。

当静磁场中存在梯度时，分子运动能造成失相，导致 T_2 弛豫。T_1 弛豫不受影响。当不存在梯度场时，分子扩散不会造成 NMR 弛豫。

图 5－45 中，开始 CPMG 脉冲序列，在 90°脉冲期间一个分子位于 A 点。被扳倒到横向平面上之后，自旋开始以频率 $\omega_0(A)$ 进动，$\omega_0(A)$ 为局域进动频率。但是，当它扩散时遇到缓慢变化的 B_0，其进动频率慢慢改变。在 T_E 时它到达 C 点，此时发生自旋回波。如果点 A 和 B 间其进动快于点 B 和 C，在 T_E 时其相位不能完全恢复。同时，其他分子沿其他方向运动，每个分子都有自己的进动过程。因此，T_E 时的自旋重聚不完全。因为子运动是随机的，失相不可改变，故构成真 T_2。由此扩散产生的 T_2 表示如下：

$$\frac{1}{T_{2D}} = \frac{(\gamma G T_E)^2 D}{12} \tag{5-33}$$

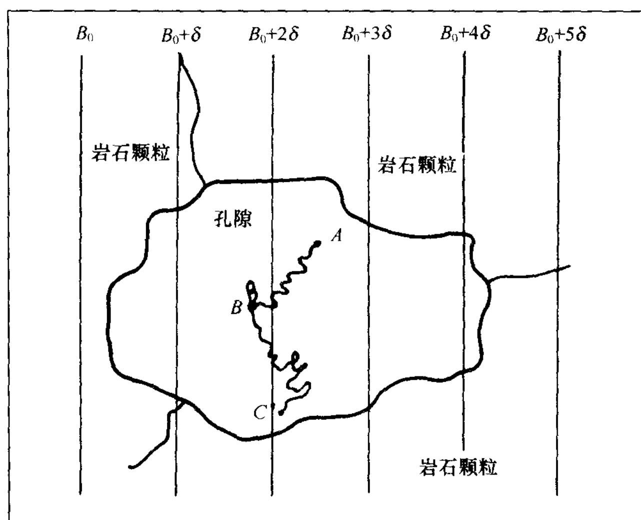


图 5-45　在梯度磁场中的分子扩散

NMR 测井仪能产生明显的磁场梯度。例如，MRIL-C 型仪器在整个采样区域内可产生近 17×10^{-4} T/cm 的均匀梯度场。CMR 仪的梯度场在采样区域内是变化的，梯度为 20×10^{-4} T/cm 时仪器对扩散响应达峰值。

造成磁场梯度的另一个原因是颗粒物质与孔隙流体间的磁化率不同。岩石通常含 1% 的顺磁离子，颗粒磁化率典型值为 $\chi_g=+10^{-5}$ cgs/cm^3。水和油为弱抗磁物，水的磁化率为 $\chi_w=-0.72\times10^{-6}$ cgs/cm^3。岩石中静磁场 B_0 的范围是：

$$\Delta B_0 = \Delta\chi B_0 \tag{5-34}$$

其中 $\Delta\chi=\chi_g-\chi_w$ 为磁化率差；ΔB_0 为静磁场梯度。若 $B_0=500\times10^{-4}$ T，对典型的充满流体岩石，ΔB_0 为 0.005T/cm。内部磁场梯度也与磁场变化的距离 R 有关：

$$G=\frac{\Delta B_0}{R} \tag{5-35}$$

R 明显受控于孔隙几何形状，由于对孔隙几何形状知之甚少，所以很难估算内部梯度。岩石复杂的微观几何形状也对扩散本身有影响。故对于岩石，式（5-33）变得复杂但仍以不完全了解的方式变化。

CMPG 法是已知的减小梯度场扩散影响的最好脉冲序列。使 CPMG 回波间隔达到极小可减小扩散对 T_2 弛豫的影响，使之到可忽略程度。对于间隔较近的脉冲，T_2 主要为表面弛豫或体积弛豫。当采用大回波间隔，或者当扩散系数很高如气体或高温下的水和轻烃，扩散影响十分显著。

3. 体积弛豫

即使颗粒表面和内磁场梯度不存在，在体积流体中也会发生弛豫。

对于水和烃，体积流体中的弛豫主要是邻近自旋随机运动产生的局部磁场波动造成的。

相邻原子核的局域磁场相当强，但快速的分子运动（多数为分子旋转）使该影响趋

于平衡。通常，体积弛豫可以忽略。当一种流体被阻止进入与固体表面接触，体积弛豫就十分重要了。在水湿润性岩石中，水的弛豫主要是与颗粒表面碰撞造成的，因孔隙中心的小滴油或气则无法接近岩石表面，因此仅被体积弛豫。当水存在于很大孔隙中时，仅有少量水可接触表面（如碳酸盐岩中的孔洞），此时体积弛豫明显。

对于粘滞流体，即使它们构成湿润相，其体积弛豫也十分重要。在这种流体中，旋转是无效的，弛豫时间相对短。短的弛豫时间和扩散到颗粒表面能力的减弱使体积弛豫变得显著。所以，提高流体黏度缩短了体积弛豫时间。

当孔隙流体含有高密度顺磁离子氯、锰、铁、镍时，孔隙流体的体积弛豫也十分明显。例如，木质磺盐酸铬泥浆滤液中的铬离子减少了弛豫时间，因为电子自旋周围的局域场太强。

悬浮液中的细微粒子（在整个泥浆侵入带中都存在）也减少了流体体积弛豫时间，因为存在大量的流体分子可遇到的“悬浮”固体表面。

体积弛豫仅是一种流体特征，不受它所驻留地层的特性（如矿物或微观或几何形状）的影响。通常它受温度影响较大。在水湿润岩石中的油、孔洞中的水和溶液中存在大量顺磁离子如铁、铬或锰的情况下，这一点十分重要。当体积弛豫明显时，$T_1 = T_2$。

4. 弛豫过程小节

上述的弛豫过程并行作用，也就是说，它们的速率相加。对于横向弛豫：

$$\frac{1}{T_2} = \frac{1}{T_{2B}} + \frac{1}{T_{2S}} + \frac{1}{T_{2D}} \tag{5-36}$$

式中：$\frac{1}{T_{2B}}$为体积贡献；$\frac{1}{T_{2S}}$为表面贡献；$\frac{1}{T_{2D}}$为梯度场扩散贡献。

对于纵向弛豫，相应的等式为

$$\frac{1}{T_1} = \frac{1}{T_{1B}} + \frac{1}{T_{1S}} \tag{5-37}$$

注意扩散对 T_1 无影响，因为该过程仅是一个失相机制。

（五）水、油、气弛豫特征

1. 水的弛豫特征

在水润湿的碎屑岩中，水的弛豫时间为颗粒表面的弛豫所控制。弛豫速度与充满水的孔隙空间的比面和颗粒矿物成分有关。在下列环境下，水的弛豫时间受控于体积和扩散弛豫，仅知地层温度即可预测其值。这些环境是：①孔洞孔隙，孔隙比面很小；②严重油湿岩石；③含有高浓度顺磁离子如铁、铬的原生水或滤液。

为了评估扩散弛豫的重要性，必须知道水的扩散系数 D。D 基本上与压力无关，但受温度影响较大，如图 5-46a 所示。

对于不受固体表面弛豫影响的水而言，NMR 弛豫速度为

$$\frac{1}{T_1} = \frac{1}{T_{1B}} \tag{5-38}$$

$$\frac{1}{T_2} = \frac{1}{T_{2B}} + \frac{1}{T_{2D}} \tag{5-39}$$

在体液中（也就是没有扩散限制），$\frac{1}{T_{2D}}$由式（5-33）得出。在岩石中，特别是细粒

岩石，颗粒是扩散的明显屏障，有效扩散系数小于 D，这使 $1/T_{2D}$ 接近 $1/T_{2B}$。另一方面，大于已知仪器梯度的内部梯度使 $1/T_{2D}$ 增加。在缺乏更好资料情况下，使用纯流体 D 值和仪器 G 值可估算 $1/T_2$ 的合理近似值。假定仪器磁场梯度为 20×10^{-4} T/cm，体积水扩散，T_2 曲线示于图4－46b。T_1 也示于此图，因 T_1 既与扩散系数无关也与磁场梯度无关，故它总为标准值。用其他仪器梯度值和回波间隔通过式（5－33）重新计算的 T_2 曲线与图中曲线相似。

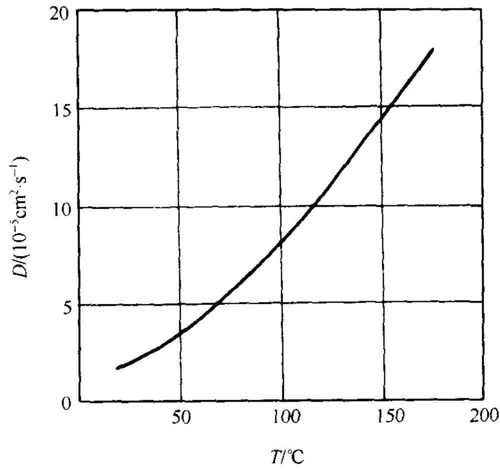


图5－46a　水的扩散系数与温度的关系

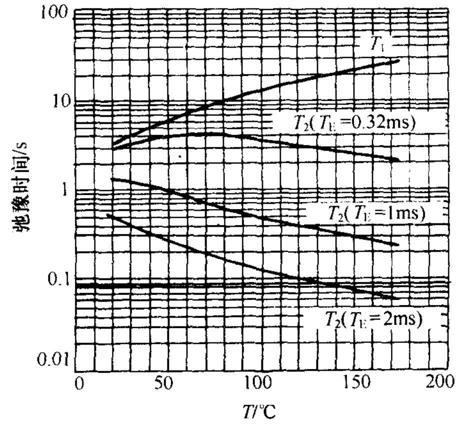


图5－46b　水的体积弛豫和扩散弛豫

仪器磁场梯度 $=20\times10^{-4}$ T/cm

泥浆滤液含有增加体积弛豫速度的顺磁离子，特别是木质磺酸含铁或铬时在这方面有特别的效果。图5－47a和图5－47b为几十年前收集数据的再版。现代泥浆的数据仍未见报道。注意到高温一般减弱泥浆滤液中增加物的影响。

在某些情况下，故意在泥浆中加入顺磁锰离子以减小水基泥浆的 T_2。如果锰浓度足够高，水相的 T_2 减小至仪器死时间之下，所有的水信号将消失。因为在烃中锰不会衰弱，

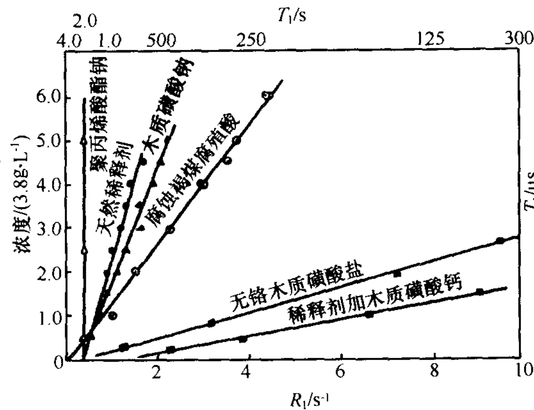


图5－47a　T_1 与加入钻井泥浆中的稀释剂的关系

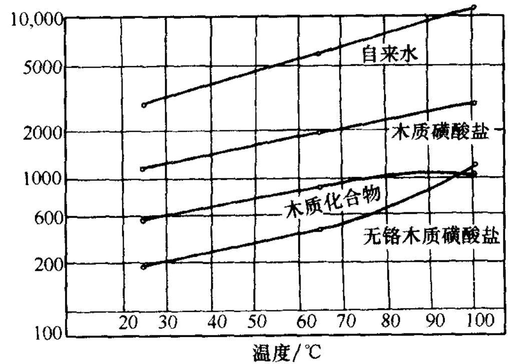


图5－47b　作为不同钻井增加剂的函数 T_1 与温度关系

它们的弛豫时间不受影响，所以 NMR 孔隙度中仅剩下油或气的信号。该技术已成功用于估算残余油饱和度。类似地，孔洞地层中加入中等数量的锰能减小孔洞中水的 T_1，这使得能用短的等待时间估算总孔隙度，从而提高了测井速度。

通常，锰必须用乙烯二胺四乙酸盐（EDTA）处理以阻止它与粘土矿物发生离子交换。当井未穿过泥质地层时，可用相对不太贵的氯化锰替代。锰溶液的弛豫特性示于图 5－48a和图 5－48b。当预测锰减小水相 T_2 时，记录泥浆滤液被 NMR 仪探测域内原生水稀释程度，这一点十分重要。

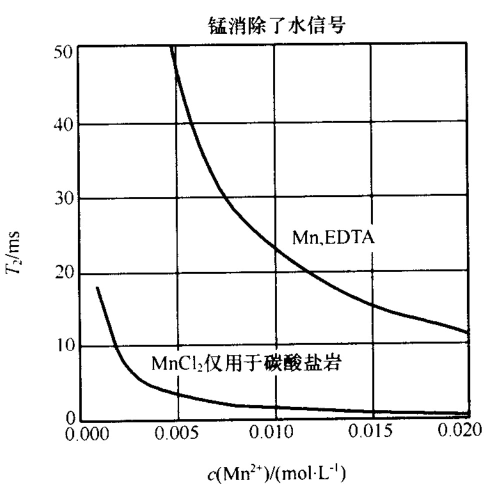


图 5－48a 锰溶液的弛豫特征

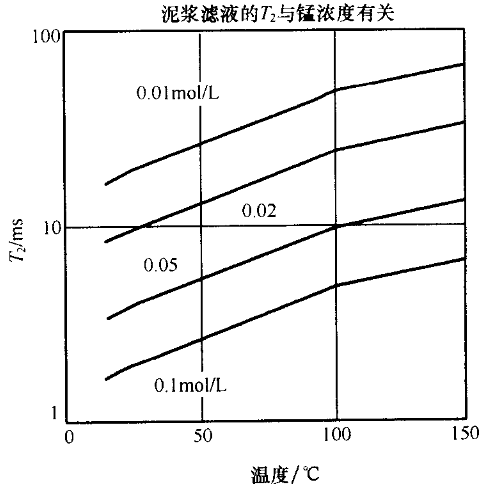


图 5－48b Mn－EDTA 弛豫特性与温度的关系

2. 油的弛豫特征

在水润湿岩中，油的 NMR 弛豫时间不受地层特性的影响，仅为油组分和地层温度的函数。这大大简化了测井解释的任务，人们可以有部分把握地预测油信号在 T_2 弛豫时间分布上出现的位置。

预测油的 NMR 特性的第一步是确定井下油的黏度。已知黏度后，根据图 5－49 确定 T_1 和 T_2。T_2 曲线假定仪器梯度为 20×10^{-4} T/cm。如果仪器磁场梯度低于此值，T_2 曲线向 T_1 曲线移近。较高的仪器梯度或高的内部梯度增加了曲线间的距离（根据式 5－33）。

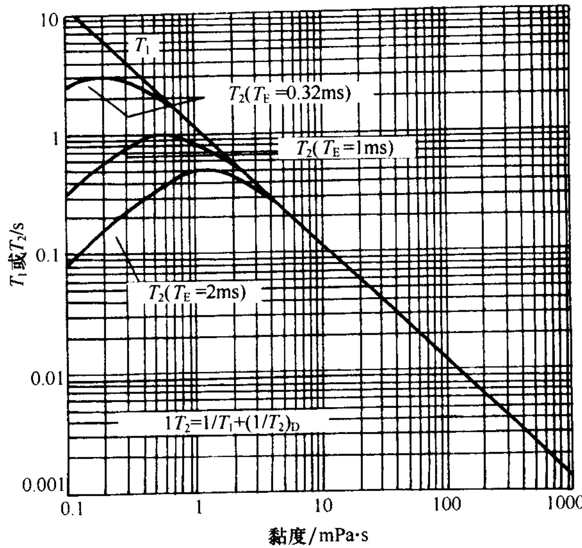


图 5－49 原油弛豫时间、体积弛豫和扩散弛豫

在预测原油 T_2 时，一定要记住原油不是单一的弛豫时间，而具有一定弛豫时间分布。图 5－50 示出了几种原油

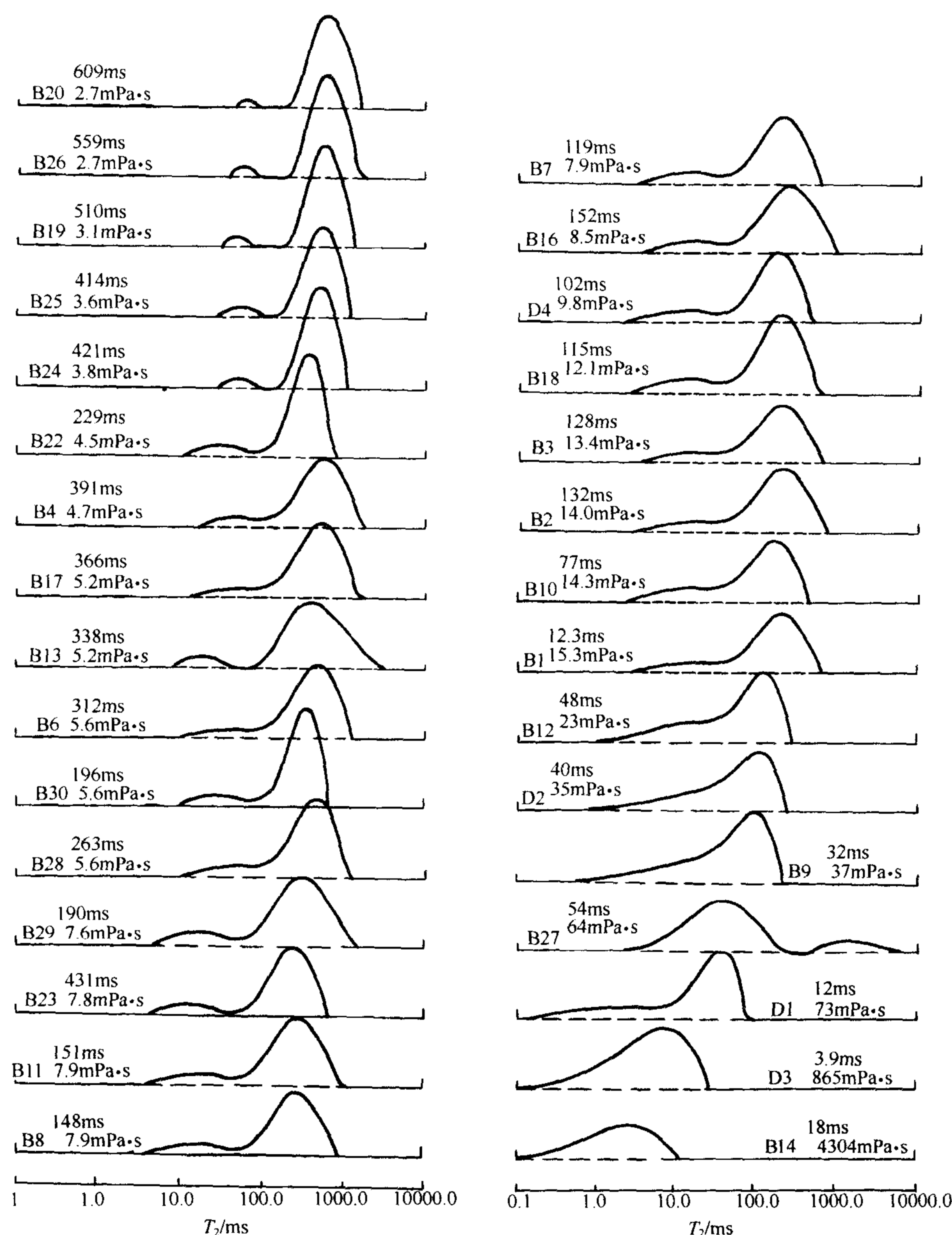


图 5－50 体积样品的 T_2 分布

从左上到右下：油黏度增加。每个样品的样品号，T_2 对数均值（$T_{2\log}$）和测量黏度示于图中

的 T_2 分布，是在均匀磁场中（$G=0$）作为体积液体测量的。与具有窄 T_2 分布的成品油对比，原油的 T_2 分布跨度大，原因是原油为不同类型烃的混合物。典型的分布由一个源于最具流动性氢核的较长 T_2 峰和一个来自运动受限制氢核的较短弛豫时间的尾组成。定量确定烃量需要将原油 T_2 分布与观测到总的 T_2 分布重叠，在一个尺寸变化大的孔隙系统中，总 T_2 分布包括水的宽弛豫时间分布。

在许多油基钻井泥浆（OBM）中，基质油为用一个窄沸点范围蒸馏得到的精制烃。这使 OBM 滤液的 T_2 分布窄。

3. 气体弛豫特征

甲烷的 T_1 为其成分、温度和压力的函数，如图 5－51 所示。弛豫为体积弛豫，但不同于液体的自旋-自旋弛豫，像甲烷一样的简单气体主要弛豫为自旋-轨道相互作用所致。

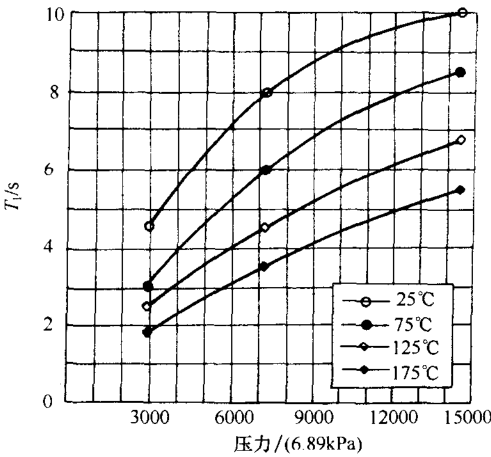


图 5－51　甲烷气的 T_1 与温度和压力的关系

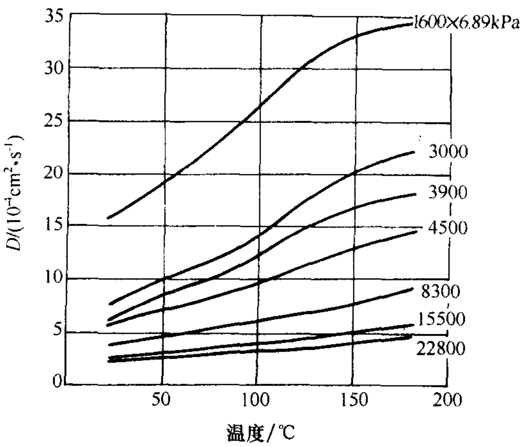


图 5－52　甲烷扩散系数

气体 T_2 完全受控于扩散弛豫，所以 T_1 和 T_2 彼此无关。甲烷的扩散系数很高，如图 5－52 所示，将其结果代入等式（5－33），得出图 5－53 所示的甲烷 T_2 值，图中假设仪器梯度为 20×10^{-4} T/cm。

在静态条件下，气体很少作为连续相存在。在中等水饱和状态下，水阻塞孔隙喉道，气体作为孤立的气泡存在于孔隙中间。因气的扩散系数很高，在梯度场中扩散影响可被消除。如果在 T_E 期间，一个气体分子在气泡上来回移动，扩散弛豫变为无效，T_2 接近 T_1。对于尺寸小于 5 μm 的气泡，气体 T_2 很长，且与 T_E 无关。

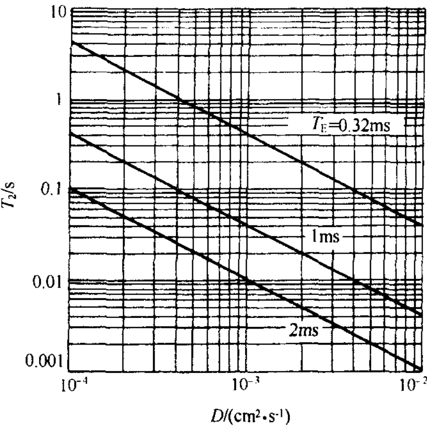


图 5－53　未限制扩散的甲烷 T_2

仪器梯度 $=20\times10^{-4}$ T/cm

4. 结论

对于在润湿岩石中的水，常常以表面弛豫机制为主。当在泥浆滤液中含铁、锰、铬、镍或其他顺磁离子时，必须作体积弛豫校正。孔洞中的水以体积速率弛豫，受扩散弛豫影响。同样，水湿润岩中的油也以体积速度弛豫，受扩散影响，气体的 T_1 受控于体积弛豫，而 T_2 受控于扩散弛豫（表 5－2）。

表 5-2　弛豫机制

		T_1	T_2	T_1/T_2
		10100 s	10 ~ 100 μs	约 10^6
水	碎　屑	表面弛豫为主	表面弛豫为主	$T_1/T_2=\zeta$（ζ 约为 1.5）
	孔　洞	体积弛豫	体积/扩散弛豫	$T_1 \geqslant T_2$
油	中至重油	体积弛豫	体积弛豫	$T_1=T_2$
	轻　油	体积弛豫	体积/扩散弛豫	$T_1 \geqslant T_2$
气		体积弛豫	扩散弛豫	$T_1>>T_2$

（六）固体的弛豫特性

NMR 测井仪地层中氢核有响应。部分骨架组分，特别是粘土和含结晶水的矿物如石膏富含氢。

虽然固体中的氢核影响中子测井，但他们对 NMR 测井无影响，原因是固体中氢核的弛豫速率很慢，使之不被井下测井仪检测。通常，T_1 很长，约几十秒或几百秒，使之不被移动测井仪极化。此外，其 T_2 值很短，约为 10 μs，所以来自固体中的信号因在接收死时间内而被丢失（所有 NMR 测井仪的死时间约为几百毫秒）。因此，NMR 仪器对骨架影响极不敏感，是核磁共振测井的重要优越性之一；测量结果不受岩性影响，从而使核磁测井资料解释大大简化。

二、核磁共振测井方法

（一）测井仪器

1. 组合式核磁共振测井仪（CMR）

CMR 测井仪采用磁性很强永久磁铁产生静磁场，磁体放入井中，在井眼之外的地层中建立一个比地磁场强度大 1000 倍的均匀磁场区域，天线发射自旋回波脉冲序列（CPMG）信号并接收地层的回波信号。CMR 原始数据由一系列自旋回波幅度组成，经处理得到 T_2 弛豫时间分布。T_2 分布为主要的测井输出，由此 T_2 回波串可导出孔隙度、束缚流体饱和度、自由流体饱和度和渗透率。

CMR 为小型滑板型仪器，连接长度 4.33 m，重 148 kg，额定温度 177℃，额定压力 138 MPa，其结构及横截面见图 5-54。

CMR 必须用弓形弹簧、用偏心器或动力井径仪进行偏心测量。探测器极板最大宽度 5.3 in，带有滑套弓型弹簧的最大总直径为 6.6 in。

对于一般的井眼条件，推荐的最小井径为 6.25 in。当井眼条件很好，CMR 可在 5.785 in 以下的井眼中进行测井。

（1）CPMG 脉冲序列参数的选择

核磁共振测量为周期性的，而不是连续的。测量周期由等待时间和自旋回波采集时间段组成。采集时间比等待时间短许多。在等待时间段，氢核重新回到仪器磁场方向。等待时间根据孔隙流体的 T_1 而定。在采集时间段，仪器的发射线圈快速发出自旋回波。隔一定的时间段（回波间隔）收集回波。

等待时间、采集的回波数和回波间隔被称为脉冲序列参数。这些参数决定了 NMR 的

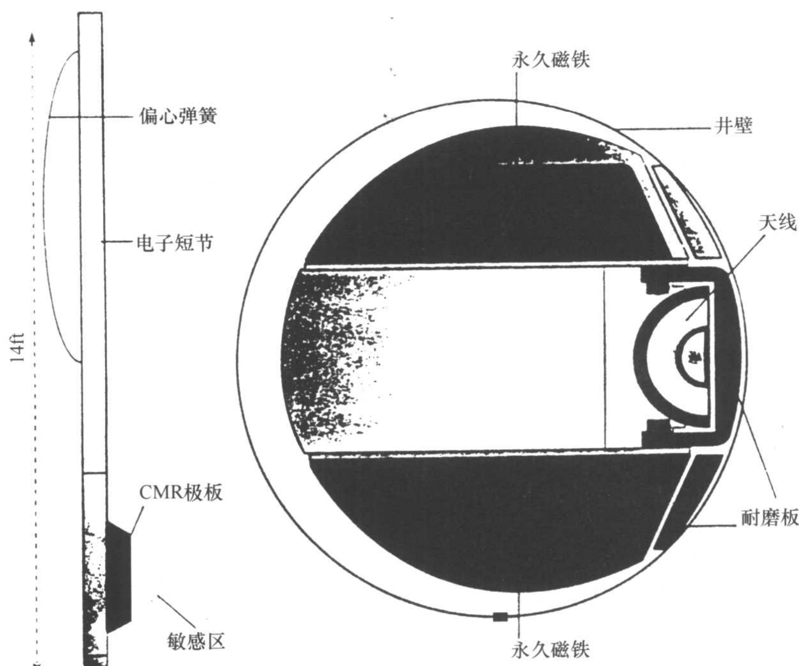


图 5－54　实验型脉冲 NMR 仪器

（左）探头的正视图；（右）截面图，说明敏感带位于上半部分，

静磁场和射频磁场的场线在下半部分；1ft＝0. 3048 m

测量，必须在测井前加以说明。参数的优化选择与岩性和流体类型有关，并与 CMR 仪是连续测量还是点测有关。

1）测量周期。为校正电子路线的偏置，自旋回波序列成对采集，称为相位交替对。

采集一个相位交替对的总周期时间为

$$周期时间 = 2 \times [T_W + (N_E \times T_E)] \quad (5-40)$$

式中：T_W 为等待时间，s；N_E 为回波数；T_E 为回波间隔，s。

周期时间长可提高 CMR 测井的精度。但是，对于环境变化大的井，长周期导致低测速和长的点测停留时间。

2）测速。在连续测井中，调节仪器测速确保在井下每个采样率段（通常为 6 in，即 15. 24 cm）中完成一次新的测量周期。最大测井速度为

$$最大测速(ft/h) = [采样率(in)/周期时间(s)] \times 300 \quad (5-41)$$

图 5－55 为最大测速与等待时间和采集回波数的关系。大多数 CMR 测井速度在 45. 7 ~ 183 m/h之间。在束缚流体测井模型下测速可达 244 m/h 以上。

3）脉冲参数选择的约束条件。①回波间隔。为提高对快速衰减组分（即小孔隙及高黏度油）测量的敏感性，CMR 测井通常采用最小回波间隔（0. 28 ms）。随着硬件的改进，期望最小回波间隔随之减小。为增强扩散弛豫，也增长回波间隔。这适用于不含大量微孔隙的纯净地层。为保持对小孔隙的敏感性，回波间隔很少超过 1 ms。②回波数。采集的回波灵敏度为：200，300，600，1200，1800，3000，5000 和 8000。回波间隔 0. 28 ms 时

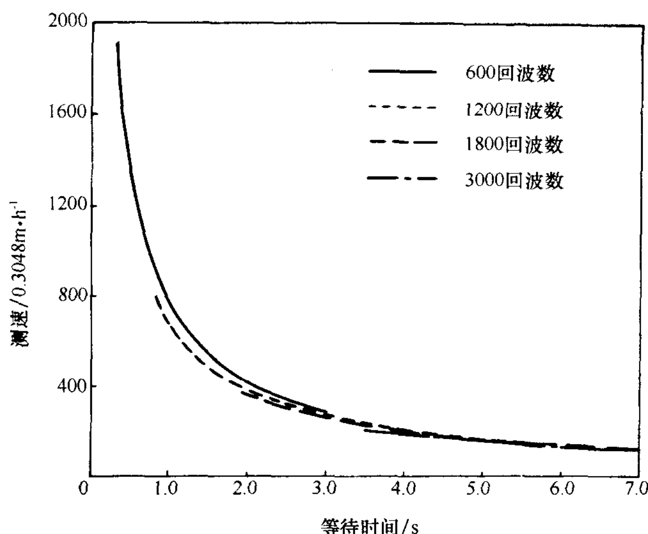


图 5－55　最大测速与等待时间和采集回波数的关系

最大测速允许在每个 6 in 采样段中完成一个测量周期。对于 9 in 采样率，最大测速提高 50%。对于 3 in 采样率，最大测速减少二倍。1 in＝0.0254 m

对应的采集时间分别为：0.056 s、0.084 s、0.17 s、0.34 s、0.50 s、0.84 s、1.40 s 和 2.24 s。在连续测井时采集的最多回波数常为 1800。计算机模拟和现场经验表明：再增加回波数对 CMR 孔隙测井造成的变化可忽略。③等待时间。理想情况下等待时间足够长，以使氢核完全极化。因为不完全极化的氢对自旋回波幅度的贡献不完全。实际上，等待时间受制于井场效率的要求，对不完全极化要进行校正。通常，等待时间比孔隙流体的平均 T_1 长三倍。④最小等待时间。由于发射线圈频宽比的限制，最小等待时间约为采集时间的两倍。实际上，这不成为一种限制，因为等待时间和采集时间均由孔隙流体的弛豫时间控制（T_1 和 T_2），具有长 T_2 的孔隙流体也有长 T_1，因此需要长的等待时间。

4）参数选择。脉冲序列参数选择基于预工作计划和现场测量进行。

预工作计划包括估算孔隙水和侵入带烃（原有烃或油基泥浆）的平均弛豫时间（平均 T_1）。对于一般的仪器操作，等待时间近似为这两种 T_1 中较大值的四倍。

在估算孔隙流体弛豫时间时，通常假设岩石为水湿润性。在此情况下，烃以体积速率弛豫，油的体积弛豫根据储层条件下的黏度估算。气体的体积弛豫与储层温度和压力有关。T_1 和 T_2 与流体黏度的关系曲线见图 5－49。

脉冲序列检查常常通过在产层段的一次长等待时间测井后再用短等待时间重复测井实现。产生精确 CMR 孔隙度和小的极化校正（例如小于 2 p.u.）的最小等待时间用于主要测井。

在一个地区或地层几次 CMR 测井之后，常可确定出最优序列。该序列便可用于后续 CMR 测井。

下面介绍已成功用于现场测试的几种预定义脉冲序列。

A. 具有中至高黏度油（大于 4 mPa · s）的储层。中高黏度油的 T_1 值相对短，CMR

脉冲序列主要根据孔隙水的 T_1 选择。

孔隙水的 T_1 由面弛豫而定，它随着孔隙尺寸和岩性不同而变化。碳酸盐岩的表面弛豫比砂岩弱，需要较长的等待时间。当岩石具有很大孔隙时（例如孔洞性碳酸盐岩），弛豫时间接近体积水的值（为已知的温度函数）。但是，CMR 仪探测侵入带，其中原生水被钻井泥浆滤液驱替，由于滤液中存在溶解的顺磁离子，因此减小了体积泥浆滤液的 T_1。

实际上，孔隙水的 T_1 值是很难确定的，因此脉冲序列根据适用于大部分井下环境的最小周期时间而定。根据经验，推荐用于连续测井的脉冲序列见表 5－3。表中第二列为油的黏度阈值，超过阈值需要较长的等待时间。如果储层含有特别大孔隙（例如，高渗透率、未固结砂岩和孔洞碳酸盐岩），也需要较长等待时间。

表 5－3 常规连续测井

岩　性	黏度/（mPa・s）	等待时间/s	回波数	测速/（$m \cdot h^{-1}$）
砂　岩	4	1.3	600	183
碳酸盐岩	2	2.6	1200	91

B. 具有低黏度油（小于 4 mPa・s）储层。当储层含轻油或当用油基泥浆钻井时，CMR 脉冲序列根据油的 T_1 确定。需要长的等待时间和慢的测速。表 5－4 为 MAXIS 测井软件中预定义的脉冲参数。若已知储层条件的油黏度，该序列的等待时间须修正。这时，由图 5－49 估算平均 T_1，而等待时间设定为 $3T_1$。当井眼条件允许使用较高测速，推荐使用 9 in 采样率，测速提高 1.5 倍。

表 5－4 MAXIS 测井软件中预定义的脉冲参数

孔隙流体	等待时间/s	回波数	测速/$m \cdot h^{-1}$
轻油及油基泥浆滤液	4	1200	91

C. 含气储层。在潜在含气层中，CMR 测井的主要应用是识别传统测井曲线（例如中子-密度）未示出的气层。CMR 孔隙度低估了气层的孔隙度。原因如下：气体氢指数明显小于 1；在较宽的温度和压力范围内，气体具有长 T_1（大于 3 s），因此在连续测井中不能完全极化；由于扩散影响，气体 T_2 较短（约 400 μs）。因此高的 T_1/T_2 比使极化校正失效。

气体信号幅度值为

$$气体信号幅值(pu) = HI \times T_{1effect} \times V_g \qquad (5-42)$$

式中：HI 为气体氢指数；V_g 为侵入域的气体体积，p. u.；$T_{1effect}$ 为等待时间中极化气体的部分影响，即 $1-\exp(-T_w/T_{1g})$（T_{1g} 为气体的 T_1；T_w 为等待时间）。

许多环境中，气体信号太小而不能被检测到，这发生于浅地层（气体氢指数太小）和低至中孔隙地层（含少量残余气体积）中。这些地层中，最有效的方法是用相对短的等待时间测井，只要有足够时间使水极化即可（例如，砂岩或碳酸盐岩序列）。这使气信号幅度变为最小，CMR 孔隙度的减小可能是由于气体影响造成的。

在深部高孔隙地层中，气信号可能大于 3 p. u. 或 4 p. u.。在这些地层中，单独的

CMR 测井通过改变等待时间和回波间隔就可识别出气层。

用这种方法通过改变等待时间而改变 T_1 分布。第一次测井用使水充分极化的一种等待时间（例如砂岩或碳酸盐岩序列）。第二次测井用一种较长的等待时间，以增高气信号的幅值。于是通过第二次测井得出的 CMR 孔隙度的增量可识别出气体。第二次测井的等待时间应选择能得到至少 4p. u 的额外气信号。额外气信号计算如下：

$$额外气信号 = [\exp(-T_{1w}/T_{1g}) - \exp(-T_{2w}/T_{1g})] \times HI \times V_g \qquad (5-43)$$

式中：T_{1w}为第一次测井的等待时间；T_{2w}为第二次测井的等待时间；T_{1g}为气体的 T_1。

在良好的环境下，通过处理不同回波间隔的两次测井采集的自旋回波序可以计算出孔隙流体的扩散系数（Flaum 等，1996）。于是通过其与油和水相关的高扩散系数可识别气体。4 p. u. 的最小气信号是希望值，所需的等待时间由等式（5－42）计算。通常需要4 s 或5 s 的最小等待时间，两次测井都用相同的等待时间，表5－5 中的脉冲序列已成功用于几种高孔隙砂岩中计算扩散系数。

表5－5　不同回波间隔测井

测　井	等待时间/s	回波数	回波间隔/μs	测速/（m·h⁻¹）
第一次	4.5	1800	0.28	55
第二次	4.5	600	1.00	55

D. 束缚流体。束缚流体具有低 T_1，通常在砂岩和碳酸盐岩中分别小于 50 ms 和 150 ms。因此，束缚流体测井曲线用短等待时间、高测速的测量得出。束缚流体测井的推荐参数见表5－6。

表5－6　束缚流体测井

岩　石	等待时间/s	回波数	测速/m·h⁻¹
砂　岩	0.30	600	550
碳酸盐岩	0.45	600	457

5）点测参数选择。进行点测是为提高 CMR 孔隙度测井精度并获取详细的 T_2 分布。测量原理与连续测井相同，但点测没有周期时间的限制。一般使用较长的等待时间，收集更多的回波数以便与连续测井进行比较。表5－7 给出预定义的砂岩，碳酸盐岩和轻质油/油基泥浆的脉冲序列。

表5－7　点测脉冲序列

岩性/流体类型	等待时间/s	回波数
砂　岩	4	3000
碳酸盐岩	6	5000
轻质油和油基泥浆	8	8000

（2）信号处理

在 CMR 仪器研制的同时，必须设计一种经济完整的数据采集和信号处理方法，用于分析以 CPMG 脉冲序列期间采集到的成百上千的自旋回波幅值。信号处理主要是计算 T_2 分布曲线。

在仪器研制的早期就意识到有关反演方法不适于 CMR 测井数据的实时处理。特别是实时计算连续 T_2 分布需多台计算机完成大量采集数据的计算。由于成百上千的自旋幅值组成的一个自旋回波序列仅包含几个线性相关的参数，而 NMR 测量的核心参数近似于线性，所以自旋回波数据有冗余量，它可被压缩成几个数值而不丢失信息。用现场的计算设备可实时地利用采集的压缩数据计算 T_2 分布。

数据压缩算法必须适应性强，且可与实时数据采集和处理环境兼容。井下数据压缩使用仪器电子盒内的数字信号处理芯片，这需要一个快速的压缩算法。井下数据压缩减少了对遥测能力的需求，及磁盘和磁带的存储量。未压缩数据也能传输到井下并存储在磁盘中，用于后期处理。一种新的反演和相关数据压缩算法——窗处理算法（WP）已开发出来。

通过确定在预选 T_2 值处的信号幅度计算出 T_2 分布。再由幅度拟合出一条曲线以显示出一连续函数。预选的 T_2 值等间隔位于 T_{2min} 和 T_{2max} 之间的对数坐标上。预选 T_2 值的数目为分布中的组份数。

T_2 的计算和测井曲线输出首先选择一组处理参数：多指数弛豫模型中的组份数目；计算的 T_2 分布中的 T_2 最大值 T_{2max} 和最小值 T_{2min}；自由流体截止值；输入的 T_1/T_2；泥浆滤液的弛豫时间。输入上述参数用于计算 T_2 分布、自由流体和束缚流体孔隙度的相对数量、平均弛豫时间。

1）组份数。现场数据的模拟和处理指出，若使用至少 10 个组份模型，组份数对 CMR 测井输出的影响可以忽略。若要得到平滑 T_2 分布则必须增加更多的组份。通常，连续测井用 30 个组份模型，点测使用 50 个组份模型。

2）T_{2min}。根据测量对短弛豫时间固有的敏感性确定最小 T_2 值，这与测量的回波间隔有关。当使用回波间隔为 0.28 μs 时，T_{2min} 为 0.5 μs。

3）T_{2max}。T_{2max} 值的选择在 T_2 分布中的最长弛豫时间与测量可分辨的最长弛豫时间之间取折中，后者根据采集时间（即采集的回波数和回波间隔）确定。模拟显示在合理的取值范围内，CMR 测井输出对 T_{2max} 值不敏感。对采集 600 ~ 1800 个回波的连续测井，T_{2max} 取 3000 μs。对于点测，一般采集 3000 ~ 8000 个回波，T_{2max} 定为 5000 μs。

4）T_1/T_2 比。极化校正时需输入 T_1/T_2。当储层含黏滞油时，推荐 T_1/T_2 定为 2。当存在轻质油，T_1/T_2 增至 3。

（3）刻度和校正

在车间中用含氯化镍稀释液的一种混合物完成精确刻度。溶液的信号幅度代表标准的 100 p. u. 。

在测量周期的等待时间中完成电子刻度。在此期间，一个小信号被送入位于天线上的一个测试线圈中。信号由天线采集并被处理，然后信号幅值被用于系统增益中由操作频率、温度和周期介质电导率产生的变化进行校正。

信号幅度必须作温度校正、磁场强度校正（磁场强度随温度和附在磁体上金属碎屑

量而变化）、流体氢指数校正（当地层水或泥浆滤液矿化度较高时，该校正十分重要）。

此外，CMR 测井须对氢核不完全极化进行校正。

（4）测井质量控制

测井质量控制包括：仪器定位、采样率和测速、叠加与精度、仪器调谐、泥浆滤液弛豫时间等。

2. 核磁共振（成像）测井（MRIL）

（1）仪器说明

MRIL 仪器，由三部分构成：探头（长 8 in，直径为 4.5 in 或 6.0 in）；长 13 ft、直径 3.626 in 的电子线路短节和长 10 ft、直径为 3.626 in 的储能短节（图 5-56）。

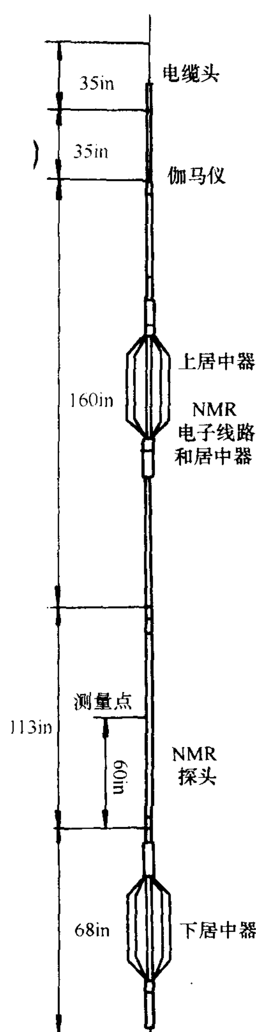


图 5-56　MRIL 仪器框图
1 in = 0.0254 m

仪器的探头由永久磁铁、调谐射频（RF）天线和测量射频磁场幅度的传感器组成。磁场呈圆柱形轴对称，磁力线指向地层，磁场幅度与径向距离的平方成反比。调整 RF 磁场形状，使其符合磁场空间分布，且使 RF 磁场与静磁场相互垂直，这种结构形成一个圆柱形共振区域。其长度为 43 in（或 24 in，这取决于 RF 天线的张角）、额定厚度为 0.04 in。有两种探头可供选择，直径为 6 in 的标准探头，用于直径 7.785 ~ 12.25 in 的井眼；直径为 4.5 in 的小井眼探头，用于直径 6.0 ~ 8.5 in 的井眼。仪器的工作频率为 650 ~ 750 kHz，共振区域半径 19.7 ~ 21.6 cm（对于标准探头）。

仪器为数字化仪器，原始回波按载波被数字化处理，所有的后续滤波和检测均在数字域实现。

（2）仪器特点

1）多频工作。MRIL 的 C 型仪器具有灵活的变频特性，可从一个频率跳变到另一个频率。对于 17×10^{-4} T/cm 的额定磁场梯度，一个 15 kHz 的频率跳跃对应于共振区域半径 0.23 cm 的变化，该设计也支持在两种频率下同时测量，双频测量的几何图见图 5-57。

2）测低阻井。低阻井相当于一种对射频天线的负载，负载常用天线因子 Q 表示。在直径 8.5 in 的井眼中，$R_m > 10\ \Omega\cdot m$ 的淡水泥浆井眼中天线 Q 值为 100；而在 $R_m = 0.02\ \Omega\cdot m$ 的井眼中，Q 值变为 7，低 Q 值对 MRIL 信号质量有不良影响。

3）信噪比（SWR）高。测量频率为 725 kHz 时，在淡水泥浆井眼环境下，仪器的单回波信噪比（SWR）为 70:1。计算结果经多次回波提高了信噪比，其自由流体指数（FFI）的信噪比为 240:1。

4）调幅与调相功能。C 型仪对每个回波提供完全幅度和相位调制。

5）测速快。测速取决于 MRIL 输出的单次实验信噪比、期望的测井精度纵向张角及地下 T_1 能允许的测量周期时间 T_c。在单一共振体内，要使恢复达到 95% 以上，恢复时间 T_R 必须满足：

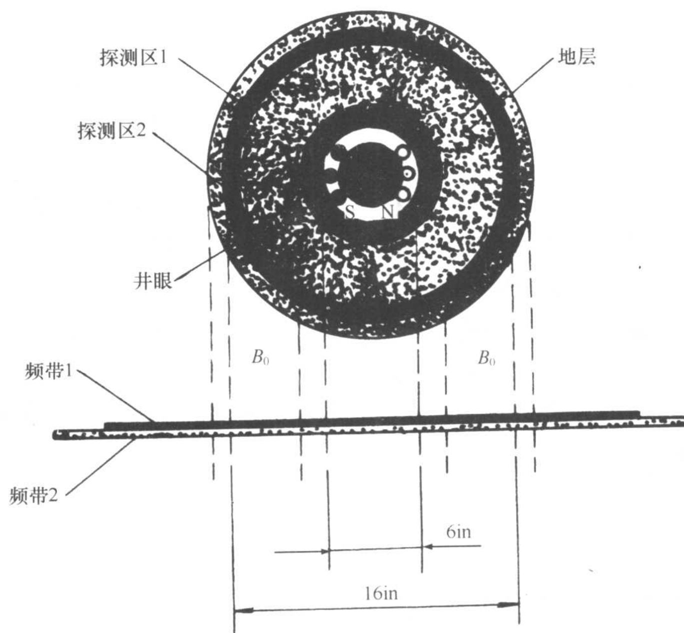


图 5－57　MRIL 双频测量示意图

MRIL 的两个探测区域，每个频带宽 6 kHz，探测区域厚 0. 04 in，
两个频率偏移 15 kHz，形成两个同心环，中心相距 0. 09 in；1 in = 0. 0254 m

$$T_R \geqslant 3T_1 \tag{5-44}$$

由于多频工作的结果，周期时间稍长于标准化所用频率数的 T_2。在双频工作情况下，$T_C = T_R/2$。在 T_1 = 500 ms、1000 ms 和 2000 ms 的条件下，地层极化完全恢复对应于周期为 750 ms、1500 ms、3000 ms。依测井环境不同，C 型仪测速约为 B 型的 4. 4 ~ 14. 4 倍。

6）垂向分辨率高。通过减小射频天线的纵向张角可得到更高的分辨率，目前探头设计张角为 43 in，C 型仪可兼容更小的张角（24 in）。

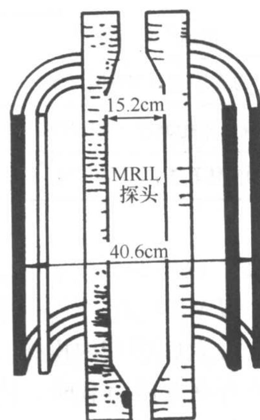


图 5－58　双频 MRIL 探头及探测区域剖面图

（3）脉冲参数选择

MRIL 采用 CPMG 脉冲序列完成对 T_2 的测量。其 CPMG 脉冲参数选择方式基本上与 CMR 的脉冲参数选择方式相同。

C 型仪的回波间隔时间约为 1 ms。每个深度测量点上，记录的回波串为：在淡水泥浆井眼中约为 1200 个回波；在咸水泥浆井眼中，约 300 ~ 500 个回波。

（4）MRIL 的垂向分辨率和信噪比

NMR 仪的垂向分辨率受控于永久磁场及射频磁场的形状，即决定于磁体物理尺寸及

射频天线。理论上，MRIL 仪的探测体积为一圆环（图5－58），圆环大小受射频天线的张角影响。

MRIL 数据的垂向分辨率和信噪比不仅受控于 NMR 的物理特性和传感器的设计，而且与数据采集及处理过程有关。C 型仪的操作模式为双频双相交替方式。脉冲序列依次为：频率2，原相位；频率1，原相位；频率1，反相位；频率2，反相位。相位交替改变了 NMR 回波的符号，而干扰信号的相位不变。通过改变所有反向回波的符号并将所有测量求和，相干干扰被消除。根据井眼环境，在完成回波数据转换之前，需要进行附加的求均值以提高信噪比。在井场或后续处理中应用滤波技术进行后续的处理。

使用时序分析法通过比较某一特定层段中两次或多次测井数据可以定量评估垂向分辨率和信噪比。在0.9 $m \cdot min^{-1}$、3.0 $m \cdot min^{-1}$和9.1 $m \cdot min^{-1}$测速下分别进行重复测井得到三对测井曲线，用时序分析计算出相关系数和信噪比与空间频率的关系，平均低频信噪比特征见表5－8。

表5－8

43 in 张角的信噪比（1 in＝2.54 cm）			
测速/ $m \cdot min^{-1}$	0.91	3	9.1
总孔隙度（MPHI）/%	46.9	38.1	34.4
束缚流体孔隙度（MBVI）/%	36.7	27.5	22.0
可动流体孔隙度（MBVM）/%	46.7	44.3	40.1
垂向分辨率			
测速/ $m \cdot min^{-1}$	0.91	3	9.1
总孔隙度（MPHI）/%	3.5	4.1	4.7
束缚流体孔隙度（MBVI）/%	3.1	3.5	3.9
可动流体孔隙度（MBVM）/%	3.3	3.7	4.4

（5）仪器的刻度和环境影响

C 型 MRIL 用100%的标准水进行刻度，水装于一个高1 m、长2 m、宽1 m的屏蔽容器内（在调幅频带内操作）。改变井眼负荷的方法是加入井眼流体或在射频天线上加电阻。在存在井眼负载时，将回波幅度与已知的标准水的简单指数衰减比较进行刻度。仪器还需进行二次刻度。此外，在井场，测井前和测井后还要用标准探头对电子线路进行校对，仪器所有参数都要记录并与标准值比较。

对于使用新的24 in 张角的 MRIL 仪器，实施采集数据进行时序分析现场曲线时可以看出，24 in 张角仪器的数据显示出明显的层界，并可分辨出薄层。其时序分析结果见表5－9。与表5－8中43 in张角的结果比较可见，24 in张角的垂向分辨率提高。低频信噪比二者无差别。根据简单的几何推理，我们预计24 in 张角的信噪比应降2.5 dB；且信噪比的这种降低与测速无关。测试井的时序分析指出，信噪比降低至小于5 dB。

表 5-9

24 in 张角的信噪比			
测速/$m \cdot min^{-1}$	0.91	3	9.1
总孔隙度（MPHI）/%	48.7	39.3	34.0
束缚流体孔隙度（MBVI）/%	36.2	25.8	16.2
可动流体孔隙度（MBVM）/%	47.9	42.0	34.0
垂向分辨率			
测速/$m \cdot min^{-1}$	0.91	3	9.1
总孔隙度（MPHI）/%	2.5	2.7	3.8
束缚流体孔隙度（MBVI）/%	2.4	2.7	3.7
可动流体孔隙度（MBVM）/%	2.1	2.3	3.1

NMR 回波幅度随地层温度升高而降低，地层温度与刻度温度之比用于回波输出的校正。MRIL 输出对烃密度敏感，故需进行温度、压力对液态烃密度影响的校正；天然气可减小 MRIL 孔隙度，但不可校正。

(二) 信号处理和输出

MRIL 测得的原始数据是所接收到的回波串，如图 5-59。它是求各种参数和各种应用的基础。

目前 C 型仪用的信号处理方法是从原始回波串中提取 T_2 分布谱（如图 5-60）。

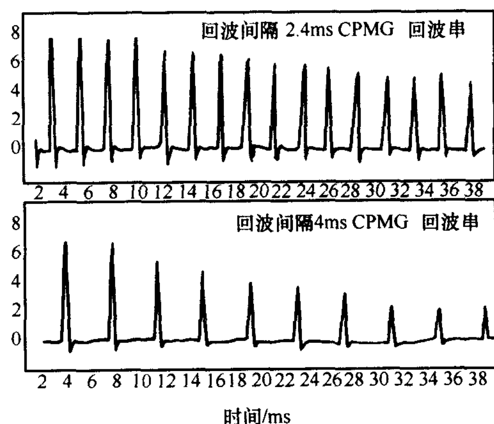


图 5-59　MRIL 测得的回波串

对于一个孔隙系统，可能会存在着多个弛豫组分 T_{2i}，每个回波都是多种弛豫组分的总体效应。通常，回波串的衰减速率表现出双指数或多指数特征；所以可以将回波幅度看成是多指数分量之和。

$$A(t) = \sum_{i=1}^{n} a_i e^{-t/T_{2i}} \qquad (5-45)$$

式中：a_i 为第 i 个横向弛豫时间所对应的回波幅度；T_{2i}为第 i 个横向弛豫时间；n 为所划分的 T_{2i}个数，通常 n 取 8。

由一组固定 T_2 弛豫（4 ms，8 ms，16 ms，32 ms，64 ms，128 ms，256 ms 和 512 ms）作出基本函数拟合回波串。这样一组 NMR 测量信号（回波）A_j（t）（设有 m 个，$m>n$）可以得到一组超定方程组，该方程组的最小二乘解求得一组与固定划分的 T_{2i}对应的 a_i，经内插和平滑后得到 T_2 分布谱。每个圈定的 T_2 对应一部分孔隙，各 T_2 分量 a_i 求和（$\sum_{i=1}^{n} a_i$）经过刻度得到 φ_{NMR}；FFI 为 T_2 大于或等于 32 ms 对应的孔隙之和，由 T_2 大于截止值的各项 a_i 之和，经过刻度（归一化）

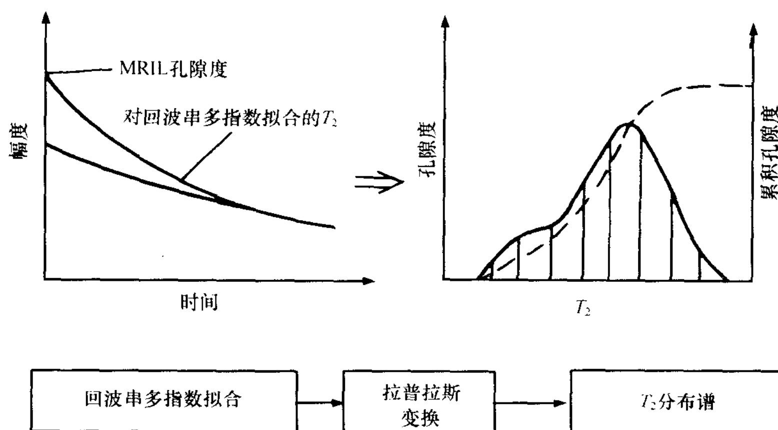


图5-60　自旋—回波串的多指数拟合及 T_2 分布谱

得到 φ_{FFI}；BVI 为 4 ms、8 ms 和 16 ms 的 T_2 值对应的部分孔隙之和，由 T_2 小于截止值的各项 a_i 之和，经过刻度（归一化）得到 φ_{bvi}。

通过合理地设置 MRIL 的测量参数 T_B、T_E，测量两组或多组回波串，得到不同的 T_2 分布谱。对它们进行谱差分或谱位移处理，可以定性地识别储层中流体的类型。

（三）核磁共振测井的测量模式（MRIL－C 型仪器）

1. 标准 T_2 测井

提供一般的储层参数，如有效孔隙度、自由流体体积、束缚流体体积、渗透率等。

一般选取等待时间 $T_W=3\sim4$ s，标准回波时间间隔 $T_e=1.2$ ms，回波个数 $N_e\geqslant200$。

2. 双 T_W 测井

根据油、气、水的弛豫响应特征不同，采用不同等待时间 T_W 进行测量，可定性识别流体性质：

短等待时间 T_{WS}：水信号可完全恢复，烃信号不能完全恢复；

长等待时间 T_{WL}：水信号可完全恢复，烃信号也能完全恢复。

将用两种等待时间（T_{WS}和 T_{WL}）测量的 T_2 分布相减，可基本消除水的信号，剩下部分烃的信号，从而达到识别油气层的目的。

3. 双 T_E 测井

$$\frac{1}{T_{2\,CPMG}}\propto\frac{D(G\gamma T_E)^2}{12}$$

式中：T_{2CPMG}为采用 CPMG 脉冲法测量的弛豫时间；D 为地层流体的扩散系数；G 为磁场梯度；T_E 为回波间隔；γ 为氢核的旋磁比。

从上式可看出，增加回波间隔 T_E 将导致 T_2 减小；且 T_2 分布将向减小的方向移动（移谱）。由于油气水的扩散系数不同，在 MRIL－C 型测井仪的梯度磁场中对 T_2 分布的影响程度不一样，采用长短 T_E 测井，油气水的 T_2 分布变化的程度也不同，据此可定性识别流体性质。

（四）核磁共振测井的测量模式（MRIL－P 型仪器）

测量模式就是测井期间控制仪器的一系列参数。MRIL－P 型测井仪测井时有 4 种基本

测量方式，根据不同的参数组合成77测井模式。

1. DTP 方式

为等待时间 T_W 和粘土束缚水模式。它分5个频带2组测量方式（A，PR），4频带上为PR组信号（$T_E=0.6$ ms，$N_E=10$，$T_W=0.02$ s），共采集8组回波串，用于计算粘土束缚水体积。在0~3频带上为A组信号（T_E、T_W 自定），共采集16个 T_W 信号。每个周期共有24组回波串。该方式主要用于计算总孔隙度、有效孔隙度；确定可动流体体积、毛管束缚流体体积和粘土束缚流体体积、渗透率等参数。

2. DTW 方式

又称双TW模式。该模式采用5个频带3组测量模式（A，B，PR）。4频带上为PR组信号（$T_E=0.6$ ms，$N_E=10$，$T_W=0.02$ s），共采集8组回波串，用于计算粘土束缚水体积。在0~3频带上分别采集16个A组和B组信号，A、B组回波间隔 T_E 相同，等待的时间 T_W 不同，A、B之间为长等待时间 T_{WL}，B、A之间为短等待时间 T_{WS}。每个周期共有40个回波串，根据长、短不同等待时间的 T_2 谱识别油气。

3. DTE 方式

又称双TE模式。该模式采用了5个频带3组测量模式（A，B，PR）。4频带上为PR组信号（$T_E=0.6$ ms，$N_E=10$，$T_W=0.02$ s），共采集8组回波串，用于计算粘土束缚水体积。0~3频带各采集16个A、B组信号，A、B组共有相同的等待时间 T_W，不同的回波间隔 T_E。A组为短回波音隔 T_{ES}，B组为长回波间隔 T_{EL}，共40个回波串。其主要目的是应用两个不同回波间隔的数据作扩散加权，进行气检测等。

4. DTWE 方式

又称双TW+双TE模式。该模式采用5个频带5组测量模式（A，B，D，E，PR）。4频带上为PR组信号（$T_E=0.6$ ms，$N_E=10$，$T_W=0.02$ s），共采集8组回波串，用于计算粘土束缚水体积。0~1频带上各采集8个A、B组信号，2~3频带上各采集8个D、E组信号，其中A、B为短TE双TW模式，D、E为长TE双TW模式。共40个回波串。包含了双TE和双TW测井，一次下井可获得所有信息，大大地提高了工作效率。

实际测井过程中，基本测量方式确定后，根据不同的测量参数从77种测量模式中选取合适的模式进行测井。表5-10列出了常见的10种测量模式参数。

表5-10 常用的10种测量模式参数

测量模式	长等待时间 T_{WL} / s	短等待时间 T_{WS} / ms	T_{ES}/N_E / ms/个	T_{EL}/N_E / ms/个
DTW	12.208	1.00	1.2/400	
DTW1	12.208	1.00	2.4/200	
DTW2	12.2092	1.0012	3.6/133	
D9TW	12.988	1.00	0.9/500	
DTE112	11.996		1.2/400	2.4/200
D9TE108	8.006		0.9/50	1.8/250
D9TE112	12.006		0.9/500	1.8/250
DTWE1	12.208	1.00	1.2/400	2.4/200
D9TWE1	12.998	1.0	0.9/500	1.8/250
D9TWE2	12.998	1.0	0.9/500	2.7/166

三、核磁共振测井的应用

（一）储层参数解释模型

1. 孔隙度解释模式

核磁共振测井主要测量地层孔隙介质中氢核的核磁共振弛豫信号的幅度和弛豫速率，来探测岩石孔隙结构、流体信息。测量结果不受岩性的影响，在解释孔隙度、渗透率等储层参数时，具有其他测井方法无法比拟的优势。

与其他测井方法在孔隙度解释中的不同之处就是核磁测量能解释束缚水流体和可动流体孔隙度，解释模型如图5-61所示。

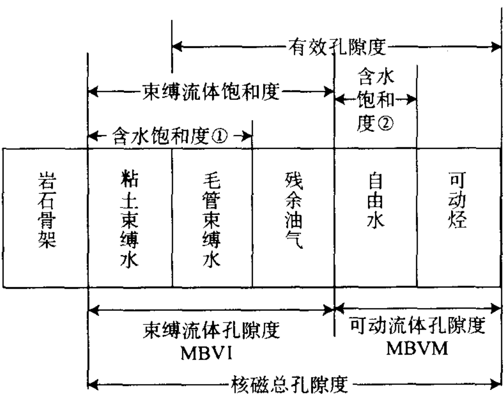


图5-61　核磁共振测井孔隙度解释地层模型

核磁共振测井所接收到的回波串实际上是多种横向弛豫分量共同贡献的结果（图5-62），是求各种参数和各种应用的基础。确定核磁共振孔隙度 φ_e、自由流体孔隙度 φ_f 和束缚流体孔隙度 φ_b 的方法是：①对回波串的包络线做两指数、三指数或者单指数反演拟合后外推至零时刻核磁共振自旋回波总信号 $E(0)$，经刻度后成为核磁共振测井孔隙度单位。MRIL-C型仪器和CMR型仪器，由于性能所限不能反映粘土束缚水的信号（弛豫速率太快），测到的 φ_e 为毛细管束缚水和自由流体所占的孔隙度。MRIL-P型全孔隙度测井仪器，通过提高采样率和重新设计采集程序（以提高信噪比），可以测到短达0.5 ms的横向弛豫成分，基本上包含粘土束缚水的信号。该型仪器可以同时提供总孔隙度 φ_t 和 φ_e。②对大于一定门槛时间（通常6~30 ms范围）的所有回波包络线做单指数拟合后外推至零时间得到自由流体指数（可动流体孔隙度）。③孔隙度也可以由反演提取的 T_2 分布来评价。研究表明，对于饱含水的岩石，短 T_2 部分对应着岩石的小孔隙或微孔隙；而长 T_2 部分是岩石较大孔隙度的反映。这是因为小孔隙或微孔隙中的自由流动的液

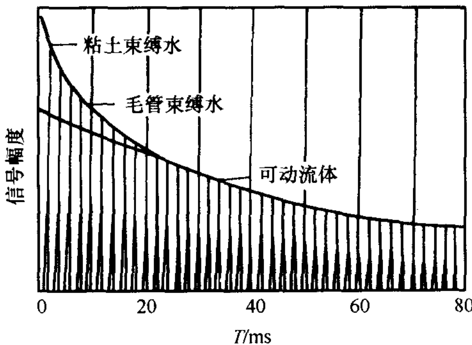


图5-62　MRIL-C测得的一个理想回波列

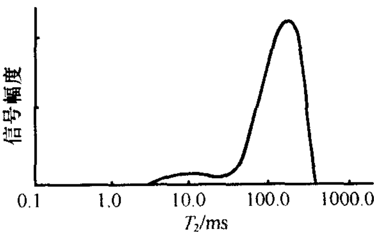


图5-63　CMR仪器输出的 T_2 分布曲线

体甚少，绝大部分是束缚水或滞水；孔隙壁对流体的强烈的相互作用，使其中流体的 T_2 大为降低；而大孔隙中流体却保持了与自由状态相近的性质，对应着长的 T_2 值。还发现，用空气取代孔隙中的水时，T_2 分布曲线的变化情况与毛细管压力曲线的改变方式极其相似。随着大孔隙中的水被排出，T_2 分布中的长 T_2 组分首先消失。基于此，全部 T_2 分布的积分面积可以视为核磁共振孔隙度 φ_{NMR}（φ_e）：

$$\varphi_{NMR} = \int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-46}$$

通过选择一个合适的截止值 T_R，可以区分开反映小孔隙或微孔隙水的快速弛豫组分与反映可动孔隙中水的慢速弛豫组分，使得大于 T_R 的组分下面包围的面积与可产出的水相当。对于砂岩，这一截止值大约为33 ms（见图5-63）。当岩性变化时或表面弛豫改变时，这一截止值可能要相应地改变。因此自由流体指数可以表示为

$$FFI = \varphi_f = \int_{T_R}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-47}$$

可以看出，由 T_2 分布求孔隙度的原理在本质上与用原始回波串求孔隙度的原理是一致的。

毛细管束缚孔隙度 φ_b 可以通过上面求得的 φ_{NMR} 和 FFI 相减来求得，或者直接对 T_2 分布中小于 T_R 的组分进行积分得到：

$$\varphi_{cap} = \int_{T_{min}}^{T_R} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-48}$$

因此可以看出，核磁测井可以很容易地求出不受骨架岩性影响的有效孔隙度 φ_e、可动流体孔隙度 φ_f、毛细管束缚水孔隙度 φ_b 等。

2. *渗透率解释模型*

用常规测井方法确定地层渗透率误差较大，一般最大相对误差可达50%。用 NMR 测井求地层渗透率与它相比误差小一个数量级，提高了测井资料解释渗透率的精度。由 NMR 参数与其他参数综合，建立求取渗透率的关系式多达几十种；但归纳起来可分为三类。

1）由 T_2 和 φ_{NMR}（φ_e）建立渗透率模型：

$$k = C \cdot (\varphi_{NMR})^{a_1} (T_{2,log})^{a_2} \tag{5-49}$$

式中：$T_{2,log}$ 为 T_2 的对数平均值；C 为与岩性有关的系数；a_1、a_2 为经验指数。

对砂岩地层，通常取 $a_1=4$，$a_2=2$。

2）由 NMR 测得的束缚水和可动流体参数组合 φ_{NMR}、φ_{FFI}（φ_F）、φ_{BVI}（φ_B）与渗透率 k 建立的关系式（Coatas 模型）：

如

$$k = C \cdot \varphi_{NMR}^{b_1} \left[\frac{\varphi_{FFI}}{\varphi_{BVI}}\right]^{b_2} \tag{5-50}$$

对砂岩地层，通常取 $b_1=4$，$b_2=2$。

上述关系式中，系数 C 受岩石表面弛豫能力 ρ 等因素的影响，对应不同地区和不同层段，系数 C 不一样，需要做岩心实验分析以确定 C。以上两类公式的区别在于第一类对烃响应敏感，含烃地区不适用；第二类受烃影响小。

3）由 NMR 的视扩散系数 D 所求的 S/V 组合 F 与渗透率 k 建立关系式：

$$k = C \cdot (1/F) \cdot (S/V)^{-2} \tag{5-51}$$

由于视扩散系数 D 与 S/V 有很好的相关性，与岩石表面弛豫能力以及泥浆滤液中 F 的影响无关；因此用 D 研究 S/V 优于用 T_2。利用 S/V，结合 F 求 k，有其优点。但参数 F 不易得到，又必须先确定 D 与 S/V 的关系式，应用不便。

3. 饱和度解释模型

自旋回波串的初始幅度以及 T_2 分布的面积与孔隙中流体的体积成正比。当然，它们还受到其他因素的影响。在弛豫分布中，T_2 的幅度与该组分的体积有关。

对于饱含水的情况，通过上面求得的各种孔隙度，可以进一步求得毛细管束缚水饱和度、自由流体饱和度：

$$S_{cap} = \frac{\int_{T_{min}}^{T_R} S(T_2)\,dT_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2} = \frac{\varphi_b}{\varphi_e} \tag{5-52}$$

$$S_{wf} = \frac{\int_{T_R}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2} = \frac{\varphi_f}{\varphi_e} \tag{5-53}$$

结合孔隙度测井资料，可以得到粘土束缚水饱和度 S_{wb} 及残余水饱和度 S_{wirr}。

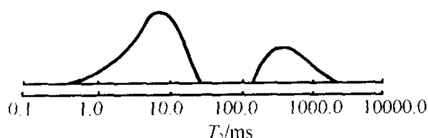


图 5 - 64　部分饱和的岩石 T_2 分布示意图

当两相流体油和水并存于孔隙中时，T_2 会表现出与单一流体不同的特征。假若孔隙壁是水润湿性，油的弛豫与其自由体积的弛豫值相同，而水则表现出表面弛豫值。一般情况下，自由体积与水轻质油的 T_2 值相当。当地层中含有水和非润湿相的轻质油时，测量的 T_2 分布将表现出双峰模式；低 T_2 峰对应着水，高 T_2 峰对应着轻质油。在较好的情况下，通过选择一个合适的门槛值 T_n，就可以将油水信号区分开。T_n 可以通过实验室 NMR 岩心分析来确定，不同地区可能有不同的门槛值。油水峰下包围的面积分别为含油和含水的体积 V_o、V_w，总的面积反映孔隙中总的流体的数量。在冲洗带内，V_o 对应着残余油的体积。含水和含油饱和度表达式为

$$S_w = \frac{\int_{T_{min}}^{T_0} S(T_2)\,dT_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2} \tag{5-54}$$

$$S_o = 1 - S_w = \frac{\int_{T_0}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2}{\int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2} \tag{5-55}$$

实际上，油峰对应的长 T_2 组分不一定完全是由非润湿性的油造成的，也可能含有部分水的贡献。所以，根据上述公式求出的含油含水饱和度有时并不完全符合实际情况。这时要通过实验室 NMR 分析，确定出油峰下面含水的可能比例及水峰下面油的贡献，建立起含油体积与其他量之间的相关公式，在此基础上评价含油饱和度。

4. 流体类型的识别

常规测井判别油气层的主要手段是电阻率测井，是通过油气层与水层的电阻率差异来识别的。对于低阻油层、水淹层等储层，用电阻率测井识别的困难。NMR 测井从另外一个角度，根据油气与水的纵向弛豫时间差别和气与油水扩散系数的差别，来识别油、气、水层。

油和天然气的 T_2 差异很大，但 T_1 很接近。盐水和油具有相近的扩散系数 D_o 与 T_2 值，但 T_1 值差异很大。核磁共振测井据此识别流体类型。

5. 粘土含量的研究

地层总孔隙度与核磁共振测井孔隙度（有效孔隙度）的差为粘土束缚水孔隙度，利用它可以研究粘土含量。

随着实验研究进一步广泛和深入，数据处理方法的进步和仪器的发展，在传统测井方法的基础上，充分结合核磁共振测井方法，测井解释储层参数的精度将有很大的提高。

（二）P 型核磁共振测井资料的评价方法

1. 解释模型

（1）孔隙度解释模型

1）粘土束缚水体积（MCBW）：

$$V_{MCBW} = \int_{T_{min}}^{4} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-56}$$

2）毛管束缚流体孔隙度（MBVI）：

$$\varphi_{MBVI} = \int_{4}^{T_{2cutoff}} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-57}$$

3）可动流体孔隙度（MBVM）：

$$\varphi_{MBVM} = \varphi_f = \int_{T_{2cutoff}}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-58}$$

4）有效孔隙度（MPHE）：

$$\varphi_{MPHE} = \varphi_e = \int_{4}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-59}$$

5）总孔隙度（PHIT）：

$$\varphi_{PHIT} = \int_{T_{min}}^{T_{max}} S(T_2)\,dT_2 \tag{5-60}$$

（2）渗透率模型

渗透率的计算采用 Coates 模型：

$$k = C \cdot \varphi_e^a \cdot \left[\frac{\varphi_{MBVM}}{\varphi_{MBVI}}\right]^b \tag{5-61}$$

式中：C 为与岩性有关的系数，要通过岩心实验得到；a，b 为经验指数，通常 $a=4$，$b=2$。

（3）饱和度解释模型

1）含油饱和度（S_o）：

$$S_o = \frac{\varphi_{MBVM}}{\varphi_{MPHE}} \times 100\% \tag{5-62}$$

式中：φ_{MBVM} 为可动流体孔隙度；φ_{MPHE} 为核磁共振有效孔隙度。

2）含水饱和度（S_w）：

$$S_w = 1 - S_o$$

2. 解释方法

核磁共振测井是以氢与外加磁场的相互作用为基础，通过测量地层孔隙流体中氢核的核磁共振弛豫信号的幅度和弛豫速率，来探测地层孔隙流体性质和孔隙结构等有关信息。在识别油气方面主要应用它的差谱和移谱技术。

（1）差谱法

差谱是利用水和油、气的横向弛豫时间 T_1（表5－11）相差较大这一特性来进行流体性质识别。水的纵向弛豫时间 T_1 远小于油、气的纵向弛豫时间，也就是说水的恢复速率远快于油和天然气的恢复速率。根据这一特性用长、短两种等待时间的 CPMG 脉冲序列进行两次测量。在长等待时间 T_{WL} 情况下，水和烃都得到了恢复；在短等待时间 T_{WS} 情况下，水得到完全恢复，油和气只有部分得到恢复。求得长短等待时间两个回波波列的差，差值中消除了水的信号，而油气信号仍很大。用 TDA 法对差谱进行时间域分析，根据原油和天然气的 T_1 和 T_2 值建立两个匹配的滤波因子。

表5－11　典型储层条件下水、天然气和原油的特征参数范围

	自由水	束缚水	天然气	原油
扩散系数（D）	中等	非常低	非常高	低
纵向弛豫时间（T_1）	中等	快	慢	慢
横向弛豫时间（T_2）	中等	快	快	慢
含氢指数（I_H）	≈1	≈1	<1	≤1

$$f_o(t) = [\exp(-T_{WL}/T_{1o}) - \exp(-T_{WS}/T_{1o})] \times \exp[-t/T_{2o}] \quad (5-63)$$

$$f_g(t) = I_{H,g} \times [\exp(-T_{WL}/T_{1g}) - \exp(-T_{WS}/T_{1g})] \times \exp[-t/T_{2g}] \quad (5-64)$$

式中：T_{WL}、T_{WS} 为长短等待时间，ms；T_{1o}、T_{1g} 为油、气的纵向弛豫时间，ms；T_{2o}、T_{2g} 为油、气的横向弛豫时间，ms；$I_{H,g}$ 为气的含氢指数。

将这些滤波因子用于回波差 d（t），则可以通过下述矩阵方程得到含油孔隙度（φ_o）和含气孔隙度（φ_g）：

$$[f_o(t) f_g(t)] \cdot [\varphi_o \varphi_g] - 1 = d(t) \quad (5-65)$$

（2）移谱法

移谱是利用静梯度磁场中流体扩散特性对横向弛豫的影响来探测天然气、凝析油气及中等黏度的油。由表5－9可见，根据不同流体的扩散系数不同，在两个 CPMG 脉冲序列中使用长短两个不同的回波间隔 T_{EL}、T_{ES} 和一个长 T_W（一般取 $T_W \geqslant 3\ T_{1max}$）进行测量。扩散效应使长 TE 的 T_2 减小的方向移动，如储层含有天然气（或凝析油气、中等黏度的油），长 TE 数据中不含或部分含有气的信号，在短 TE 数据中则含有全部气的信号。通过求长短 TE 的数据之差，可以得到气的信号。

根据长短 TE 的 T_2 分布谱分计算孔隙流体的视 T_2 几何平均值 T_{2L} 和 T_{2S}，然后用下列等式计算孔隙流体视扩散系数 D_a 和孔隙流体的固有横向弛豫时间 $T_{2\,int}$：

$$1/T_{2S} = 1/T_{2\,int} + [CD_a(G \times T_{ES})^2/12] \quad (5-66)$$

$$1/T_{2L} = 1/T_{2\,int} + [CD_a(G \times T_{EL})^2/12] \quad (5-67)$$

式中：T_{2S}为视T_2几何平均值（由短TE测量数据求得）；T_{2L}为视T_2几何平均值（由长TE测量数据求得）；G为磁场梯度；$T_{2\,int}$为孔隙流体的固有横向弛豫时间T_2；D_a为孔隙流体的视扩散系数；C为常数对MRIL仪器取1.08。

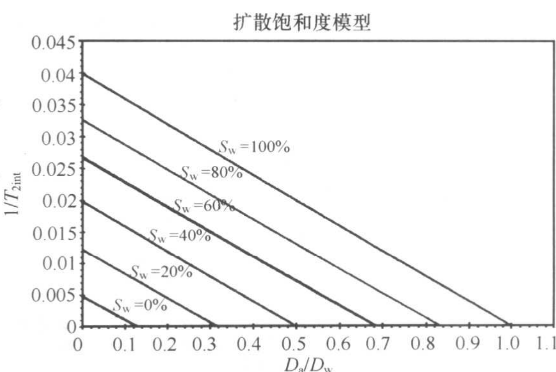


图5-65　$1/T_{2\,int}$与D_a/D_w交会图

D_a和$T_{2\,int}$求出后，便可从图5-65所示的交会图中求出视含水饱和度S_{wa}。然后由下式求出S_w：

$$S_w = (S_{wa} \times V_{FFI} + V_{BVI})/(V_{FFI} + V_{BVI}) \quad (5-68)$$

式中：V_{FFI}为可动流体体积；V_{BVI}为束缚流体体积。

（三）核磁共振测井的储层分析与油气评价

测井的地层分析与油气评价的基本任务是回答有没有油气、有多少油气、能采出多少油气？测井解释和储层评价所提供可靠的孔隙度、渗透率及流体饱和度等地质参数，为储量计算和油藏管理提供了科学的依据。NMR测井资料在这方面比常规测井具有明显的优势。

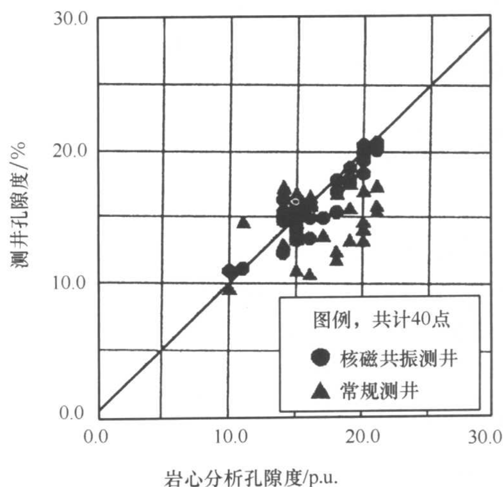


图5-66　孔隙度对比

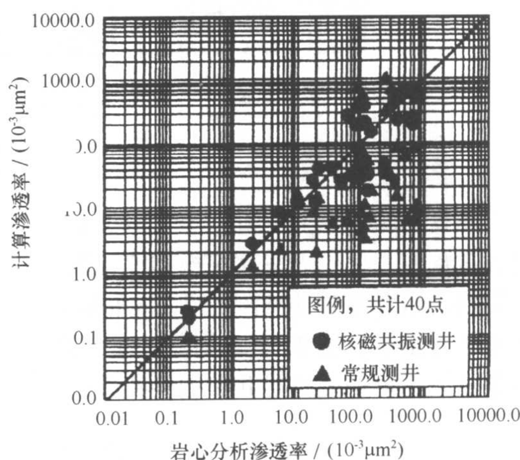


图5-67　渗透率对比

1. 准确评价储层特性及产能（φ_e，k，S_w）

如图5-66是一口砂泥岩剖面井的岩心分析孔隙度与测井孔隙度对比，常规中子-密度交会法计算的孔隙度与岩心孔隙度吻合性明显较差，核磁共振测量的孔隙度与岩心孔隙度数值误差则较小。图5-67是该井的渗透率对比，常规测井计算的渗透率与岩心渗透率的误差比核磁共振的渗透率（Coates模型）与岩心渗透率的误差大，分别为126%和62%。这证实了核磁共振测井能比常规测井方法提供更可靠的储层评价的参数。

测井解释中的另一重要参数是饱和度计算。利用 NMR 测井资料还可解决某些复杂地层条件下的含油饱和度计算问题。对砂泥岩地层，计算饱和度主要采用阿尔奇公式或其衍生形式；但对于复杂岩性和裂缝性储层，这些公式将可能不再适用。

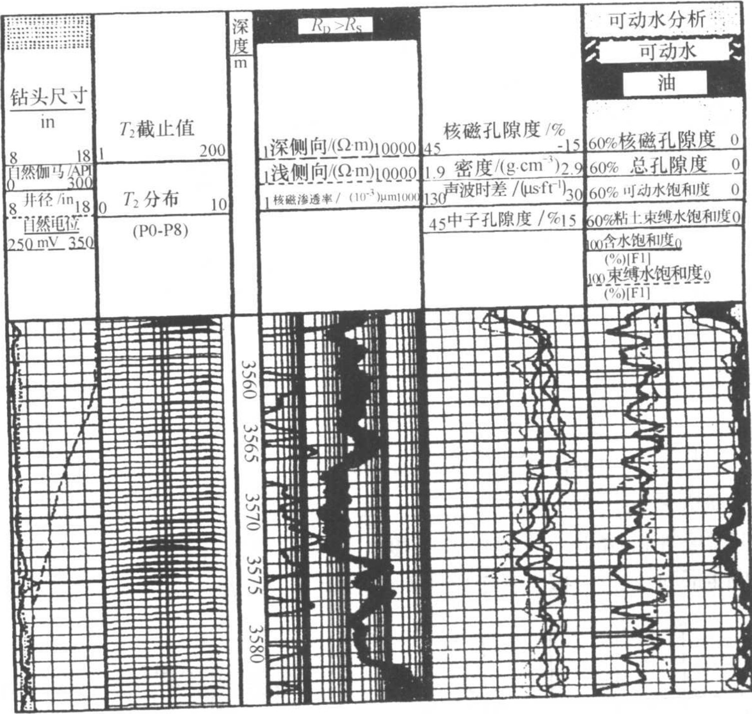


图 5-68　饱和度计算

1 in = 2.54 cm

图 5-68 所示为一口海上油井，目的层段是古生界的碳酸盐岩和太古界的花岗片麻岩。常规测井评价无法计算饱和度，勘探部门不能作储量评估。为此加测了 MRIL-C 测井资料。该井核磁共振测井 T_2 分布显示前低后高的“楔”形，这说明基质孔隙不发育，束缚水含量少；长 T_2 组分的信号强，此为油信号的特征，认为可动流体为含油。在此假设条件下，可利用核磁共振测井孔隙度计算含油饱和度：

$$S_o = \frac{\varphi_{MBVM}}{\varphi_{MPHE}} \times 100\%$$

$$S_w = 1 - S_o$$

其中：φ_{MBVM} 为可动流体孔隙度；φ_{MPHE} 为核磁共振有效孔隙度。

用这种方法求得的饱和度为 60%~80%。对下段 4129.4~4364.95 m 试油，10 mm 油嘴累计产油 50.5 m^3，水 6.5 m^3。经化验水为地表水，这说明上述假设正确，用核磁共振资料求算含油饱和度的方法是合理的。

2. 复杂岩性储层的孔隙度确定

图 5-66 的应用说明了砂泥岩地层核磁共振测井提供的孔隙度等参数的可靠性。对于火成岩裂缝性油藏，由于岩性复杂，有基质、溶蚀孔洞、裂缝孔隙等储集类型，常规测井

资料评价储层孔隙度难度大。为帮助进行储层评价，测了 NMR 资料。图 5－69 的测井资料，核磁共振孔隙度与岩心孔隙度有良好的吻合性，说明核磁共振测井在火成岩低孔隙度地层中评价孔隙度也较可靠。

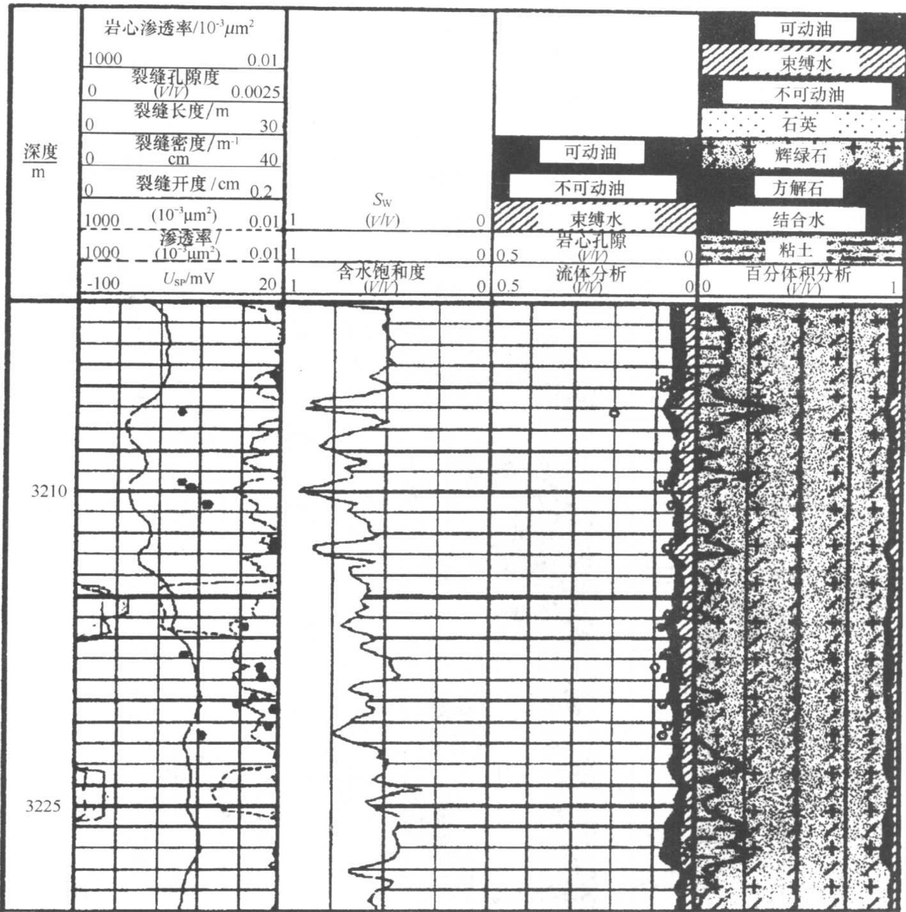


图 5－69　NMR 测井孔隙度确定

3. 高含水稠油油藏识别水淹层和未动用层

如图 5－70 所示，在取心井段进行了核磁共振测井。图的最右边一道是 T_2 分布谱，由于该区原油的黏度比较大，油层的 T_2 弛豫时间小，T_2 分布谱峰相对与水层的谱峰靠前。上、下两个厚度的砂岩油层，底部 T_2 弛豫时间长，说明底部明显的含水，被水淹；而在层的顶部，T_2 谱明显前移，残余含油饱和度大。中间的薄层砂岩，T_2 谱峰分布于短时间位置，是明显的稠油特征，除束缚水占据小孔隙外，大孔隙的可动部分被油充填，计算的含油饱和度接近 60%，是一个未动用的有利产层。从周围井开发动态数据分析可知，上、下两个产层，含水均达到 90% 左右。

4. 识别低电阻率产层（泥质砂岩）

坨 133 井是位于坨 133 背斜构造之上的一口探井。该井沙四段地层岩性主要为泥岩、

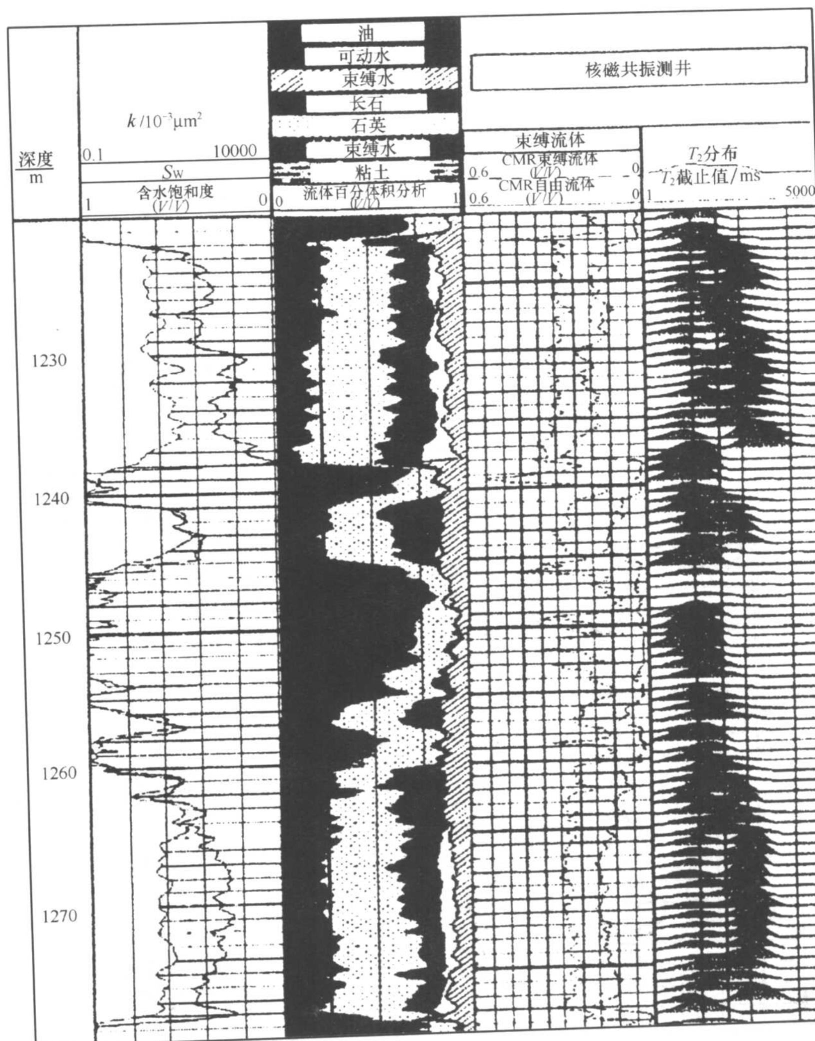


图 5－70　高含水稠油藏井 NMR 测井图

砂岩、含砾砂岩、砾岩互层。

如图 5－71 所示，从常规测井资料看，*A* 层（3020.0～3025.0 m）和 *B* 层（3043.7～3046.0 m）在 SP 曲线上有负异常；电阻率读数都较低，*A* 层的深电阻率低于 2 Ω·m，*B* 层的深电阻率小于 4 Ω·m。从 NMR 测井资料看，*A*、*B* 层都有良好的自由流体显示，但 *A* 层 T_2 分布于短时间组分，*B* 层 T_2 分布存在明显的长时间组分，达到 800 ms 以上，是油层的 T_2 分布特征；表明原油油质较轻，黏度很小。此外，在本井底部的 *C* 层（3097.4～3099.0 m）也有与 *B* 层相类似的响应特征。因此，将 *B*、*C* 两层解释为有利产层，而 *A* 层解释为水层。

根据测井分析结果，对 *B*、*C* 两层进行合试，日产油 19 t，不含水，原油密度为 0.848 g/cm³，黏度为 3.47 mPa·s，与测井评价结果一致。这是首次在本地区沙四段地层

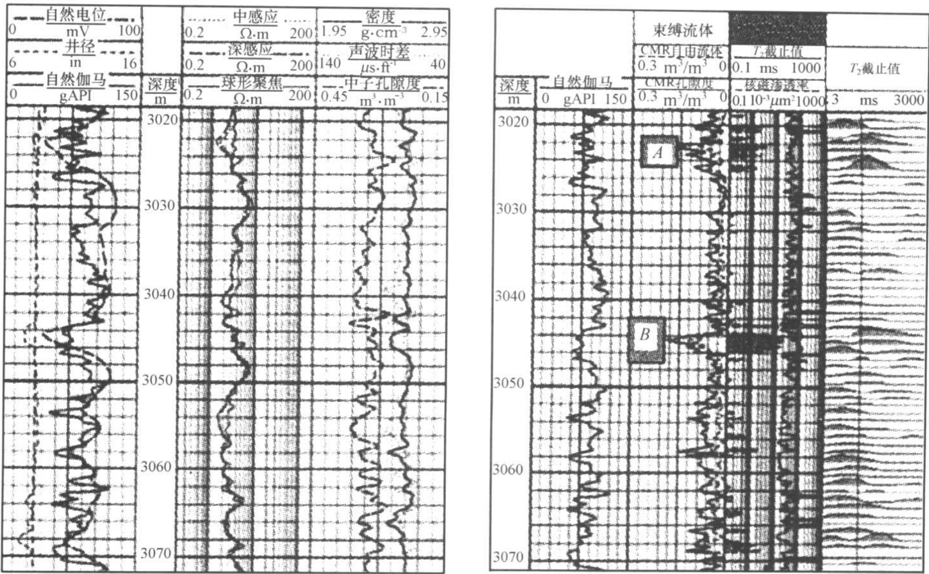


图 5－71 核磁共振和常规测井图

1 in＝2.54 cm；1 ft＝0.3048m

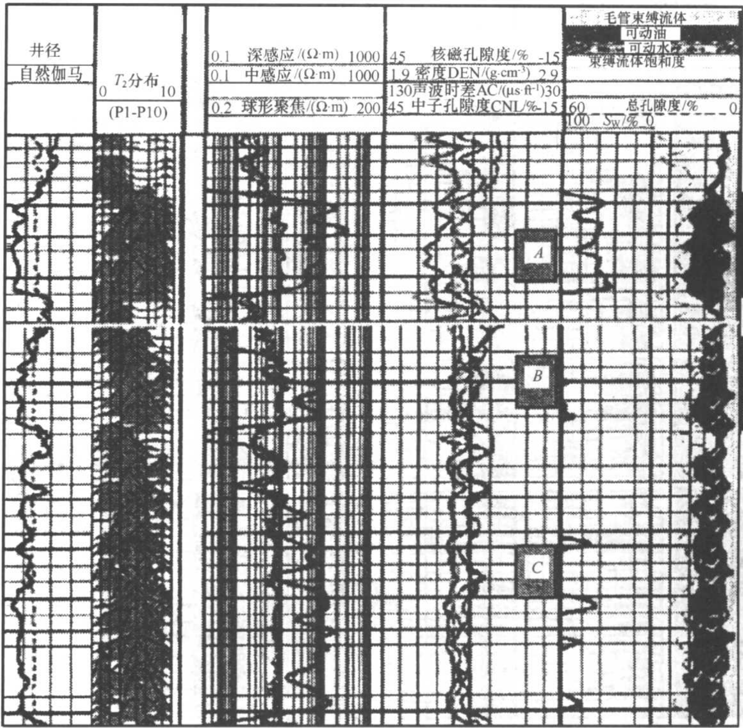


图 5－72 小差异电阻率储层识别

1ft＝0.3048 m

发现油层，增加了油气储量。

5. 识别小差异电阻率的油水层

图5-72中A、B、C三层电阻率差别很小，大约为10 Ω·m，孔隙度都是16~18 p. u.。采用常规测井资料计算的含水饱和度近似，判断油水层非常困难。从核磁共振测井资料看，A层的T_2分布主要在8~9 bin上，解释为油层；B、C两层主要分布于5~7 bin，长时间组分很少，解释为水层。因此，从核磁共振的不同T_2分布形态，可直观定性地识别油水层。

6. 薄互层储层油气评价

如图5-73所示，该井钻遇一套扇三角洲沉积的含灰质粉系细砂岩，地质录井和钻井取心均见到含油显示。该套储集层岩性细，粘土含量和地层水矿化度高，电阻率读数低。常规测井曲线解释如储层有效划分、确定储层的孔隙结构和束缚流体体积十分困难，为此增加了核磁共振测井。

从常规测井曲线分析，A~G层，深感应电阻率在2 Ω·m左右，层厚为1.5~3.0 m，

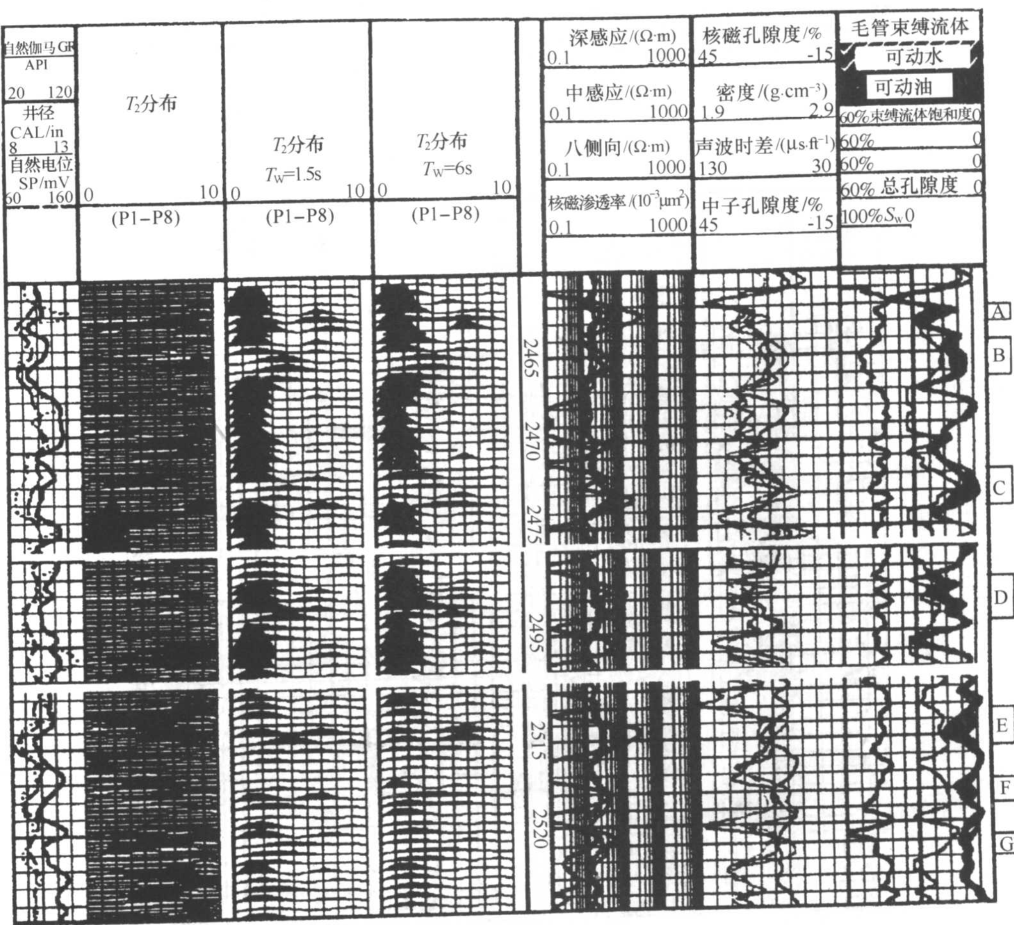


图5-73 薄互层储层识别

1in=2.54 cm

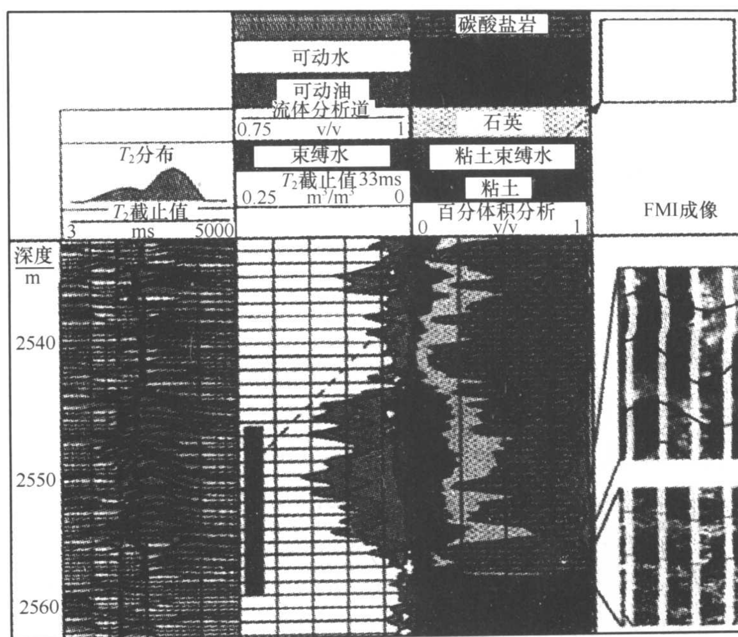


图 5－74　埕 914 砾岩储层评价

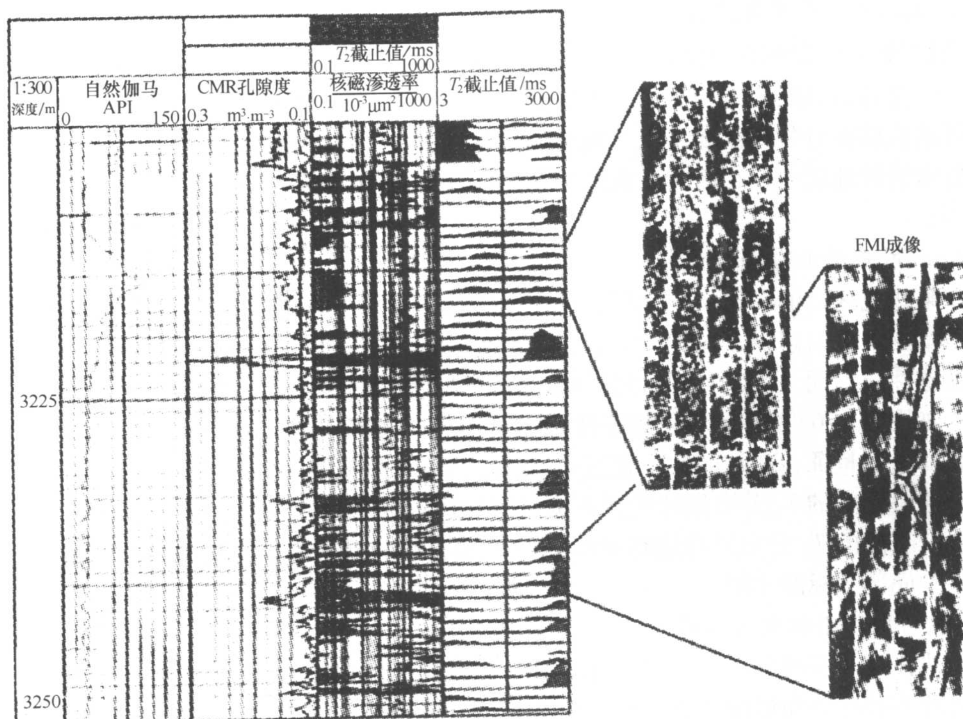


图 5－75　裂缝和溶孔识别

孔隙度一般在 10 p.u. 左右。根据常规测井曲线响应特征，除 D 层解释为油层外，其他六层均解释为干层。这些层在核磁共振测井资料 T_2 分布上有比较明显的信号幅度，且在差谱图 T_2 分布上有长 T_2 组分，这是轻烃显示特征。据此，结合综合分析处理结果，将这 7 层解释为油层，总厚度为 16 m，油层有效厚度约 8.1 m。对 E、F、G 三层合试，7.4 mm 油嘴放喷，日产油 8.4 m^3，不含水，这说明了核磁共振测井资料在薄互层储层评价的作用。

7. *砾岩油藏评价*

如图 5－74 所示，该井目的层段为粗相带和砂砾岩、灰质角砾岩。完井测井时加测了核磁共振测井项目。

该井从 2289～2558 m 钻遇了两套共 269 m 的砾岩体。第一套从 2289～2530 m，241 m 的砂砾岩并伴有灰质砾岩致密碎屑岩。由于构造位置比北边的埕 913 井低约 100 m；对比 913 井，位于油水界面以下，主要以含水为主。从核磁共振 T_2 分布谱上看，第二套（2533～2558 m）25 m 储层，可动流体部分由上到下不等，说明非均质性较强。底部（2542～2556 m）核磁孔隙度达到 14%，可动流体体积占 10% 左右；成像图可看出有角砾支撑，T_2 分布谱的峰反映大孔隙为主要部分；且 T_2 谱峰分布于长时间上，为轻烃的显示特征，为有利的储层。其上部，孔隙度明显较小，物性变差。根据处理结果综合分析，解释两个层，2533～2542 m 为干油层，2545.2～2558 m 为油层。经测试，8 mm 油嘴日产油 120 t，气 8712 m^3，原油密度 0.8352 g/cm^3。该井成功的解释评价，发现了该区新的底砾岩含油层系，对由巨厚砂砾岩体这类物性控制的含油性油藏有了新认识。

8. *低孔隙储层的裂缝和溶孔识别*

核磁共振 T_2 分布在时间轴上由小到大反映孔径的大小。因此，根据核振测井 T_2 分布谱峰的位置可以判断孔隙的类型。如图 5－75 中，T_2 分布谱峰不连续，束缚流体部分很少；可动流体部分的峰主要是长时间组分，幅度大，且形态各异，不是标准的双峰分布。这是致密岩性地层中存在溶孔或裂缝的 T_2 分布特征。右边的成像图也可明显看出溶孔或裂缝存在。

9. *利用差谱识别油气水层*

在某些地区，油水层的矿化度不一样，导致了油水层的电阻率关系混乱。用常规测井的电阻率资料难以解释。在此情况下，可利用核磁共振测井资料的优势。由于不同流体的核磁弛豫性质不同，所以不同观测时间得到的 T_2 分布谱和差谱后的结果可定性识别流体性质（如图 5－76）。左图中长短等待时间的 T_2 分布谱可动流体部分为长时间组分，差谱不仅有油层的特征，在靠前的位置有气的信号特征，因此解释为气油同层。右图中上部一层长短等待时间的 T_2 分布谱峰达到 8 bin 的位置，差谱信号也有较大的幅度；下部的一层长短等待时间的 T_2 分布谱峰达到 4bin～5 bin 的位置，差谱基本无信号幅度，所以，上部是油层，底部为标准水层。

10. *利用移谱识别油水层*

该井核磁共振测井以移谱方式观测，测井参数选用 $T_E=1.2$ ms 和 $T_E=3.6$ ms。该井储层岩性为砂砾岩和粉细砂岩，泥质含量高。在核磁共振 T_2 分布谱上的反映是具有高束缚流体体积，大部分解释油层层段的束缚水体积占总孔隙度的 70% 以上。

对比该井上部与下部两层段不同回波间隔的 T_2 分布谱，上部井段移动距离大；而下

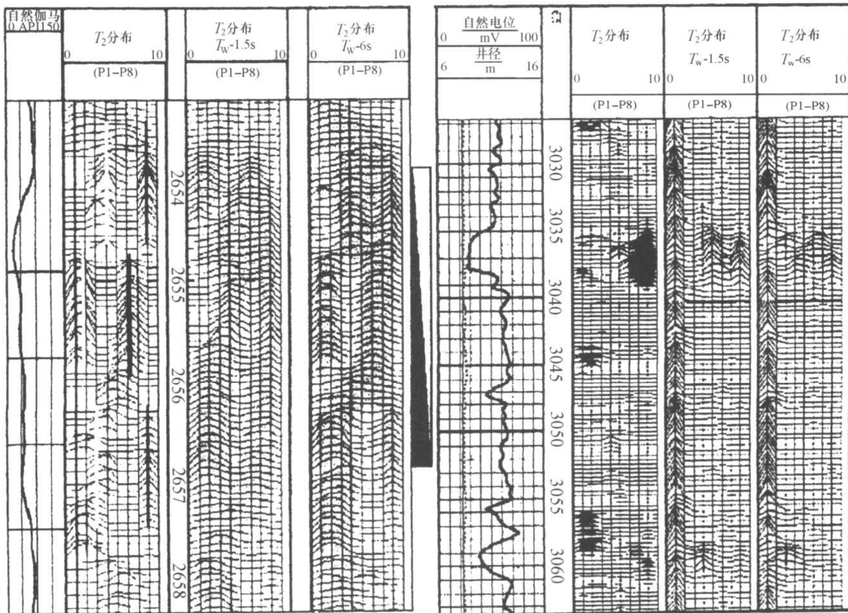


图 5－76　差谱识别油气水层

1 in＝2. 54 cm

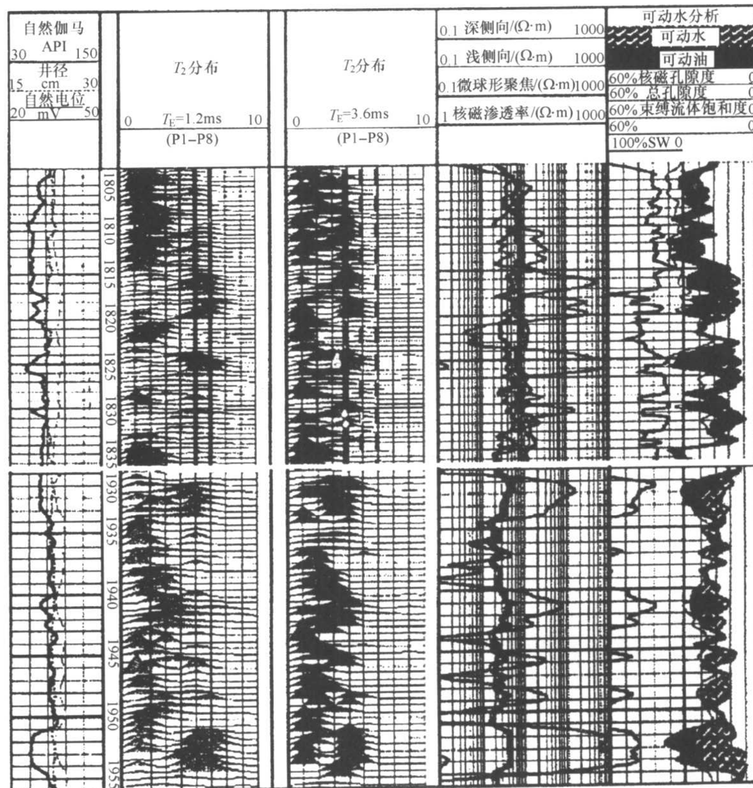


图 5－77　移谱识别油水层

1 in＝2. 54 cm

部的移动距离小，如图5－77所示。将上段解释为油层，下段解释为油水同层。通过核磁共振测井资料评价，共解释油层5层28.6 m，油水同层3层12 m。比常规测井解释多发现油层2层，增加厚度6.2 m；油水同层两个，增加厚度7.6 m。经测试，1805～1820.4 m获初产油120 t/d的高产油流。对该层（1930.4～1932.0）测试，日产液55.6 m^3，油5.6 t，水50 m^3，含水96%，测试结果与综合解释结果相符。

第六章　测井资料解释

测井资料的综合解释主要划分为裸眼井测井解释和生产井测井解释。本章只讨论测井资料在裸眼井中的解释应用。裸眼井测井解释，可详细划分岩层、确定储产层的深度和厚度，还可提供一系列的地质参数，包括：地层体积分析——骨架岩性成分、泥质或粘土含量、孔隙度；孔隙流体分析——地层中可动烃和残余烃的相对体积；油、气、水分析——含水饱和度、烃相对体积、单位体积岩石中油气质量，渗透率、颗粒密度、次生孔隙度；裂缝分析——裂缝发育程度、裂缝的倾角和方位等。测井资料与其他资料配合，还可进行区域性的油（气）藏描述。

第一节　测井资料综合解释基础

一、测井解释评价的地质依据

（一）油藏特征模型（地质概念模型）

石油和天然气都储存在储集层中，因此，测井解释的主要对象是储集层。

不同类型的储集层具有不同的地质－地球物理特点，在测井系列的选择和解释方法上具有不同的内容和特点，其解释效果也不相同。因此，有必要先扼要讨论一下储集层的分类及特点。

地层中，能作为储集层的岩石类别甚多，其储集特性各异，储集层的分类方法有多种，测井分析者习惯于采用以岩性或储集空间结构来分类。

按岩性可分为碎屑岩储集层、碳酸盐岩储集层和特殊岩性储集层；按储集空间结构可分为孔隙性储集层、裂缝性储集层和洞穴性储集层。

1. 碎屑岩储集层

碎屑岩储集层包括砾岩、砂岩、粉砂岩和泥质砂岩等。目前，世界上已发现的储量中大约有40%的油气储集于这一类储集层。该类储集层也是我国目前最主要、分布最广的油气储集层。

碎屑岩由矿物碎屑、岩石碎屑和胶结物组成。最常见的矿物碎屑为石英、长石和云母；岩石碎屑由母岩的类型决定；胶结物有泥质、钙质、硅质和铁质等（图6－1）。

碎屑岩的粒径、分选性、磨圆度以及胶结物的成分、数量、胶结形式，控制着岩石的储集性质。一般，粒径越大、分选性和磨圆度越好、胶结物越少，则孔隙空间越大、连通性越好。

测井分析者认为砂岩的骨架成分是石英（SiO_2），硅质胶结物也被视为石英骨架；当钙质胶结物较多时，砂岩骨架则被认为是由石英和方解石（$CaCO_3$）组成的双矿物岩性。由于储集层中的泥质除对储集层的岩性、物性和含油性有显著影响外，对各种测井值均有影响，所以测井分析者把泥质当作骨架以外的一种独立成分予以考虑。

碎屑岩储集层的围岩一般是粘土岩类，构成砂泥岩剖面，粘土岩类包括有粘土岩、泥

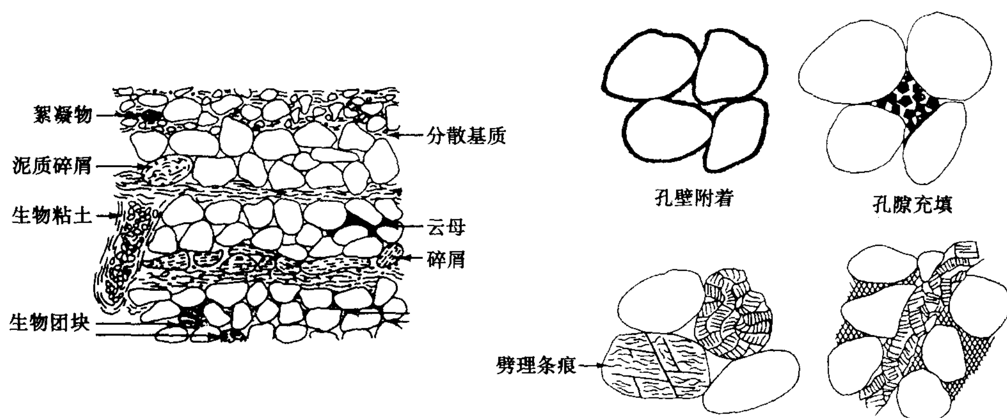


图 6-1　碎屑岩结构和成分

岩、页岩等。粘土矿物的主要成分有高岭石、蒙脱石和伊利石等。由不同粘土矿物成分构成的粘土岩的测井值是有一定差异的，例如，自然电位测井曲线是以粘土岩类的测井值为基线的；对于不同地质时代的沉积，由于粘土性质和地层水矿化度不同，而可能出现 SP 基线位移；不同地区、不同层系的粘土成分不同，在 GR 曲线上的显示也有差别；不同地区、各类粘土岩的电阻率亦不同等。但是，粘土岩类无论在岩性或物性等方面，与碎屑岩类相比都要稳定得多，因此，测井解释中往往用粘土岩类的测井值为参考标准。

碎屑岩储集层的孔隙结构主要是孔隙型的，孔隙分布均匀，各种物性和泥浆侵入基本上是各向同性的。目前，在各类岩性储集层的测井评价中，碎屑岩储集层的效果最好。泥质含量比较多、颗粒很细的储集层评价，即所谓泥质砂岩的测井解释问题比较困难。

对地层剖面进行测井解释时，常常根据泥质的有无，分为纯地层和含泥质地层。前者不含泥质，后者含有不同数量的泥质。最初的测井解释理论和技术都是建立在纯地层的基础上，因而纯地层的解释方法比较完善。根据纯地层中矿物成分的种类，可以用单矿物、双矿物、三矿物解释模型。现在，测井解释中，最多能分析三种矿物组成的地层。如纯砂岩就只含石英一种矿物；复杂岩性的地层岩石都含两种以上矿物，很少只有一种矿物组成的。

随着油气勘探和开发的发展，含泥质地层中发现了工业油流。这样，测井分析必须满意地解决泥质地层有关含油性的多种复杂问题。近几年来，泥质地层的测井分析有了迅速的发展。

泥质由很细的固体颗粒和水混合而成。固体颗粒主要是粘土矿物和粉砂，典型的泥质大约含 50% 的粘土、25% 的粉砂、10% 的长石、10% 的碳酸盐岩、3% 的氧化铁、1% 的有机物、1% 的其他矿物。泥质中的水分约为 2% ~40%，它们被束缚在固体颗粒的晶格内面，是不能流动的，称为结晶水。所以，中子测井要受泥质的影响。第一章已经指出，泥质颗粒的导电性较好，当地层含泥质时，其电阻率比较低。所以，电测井结果要进行泥质校正。不仅如此，泥质颗粒结合不紧密，且含有水分，孔隙也发育，对声速测井有明显的影响。泥质颗粒吸附放射性元素，使自然伽马测井幅度增加。

总之，由于泥质的物理化学性质与其他矿物的不同，它对各种测井方法都有影响。如果不能识别泥质，并根据其含量和在地层中的分布形式，进行适当的校正，测井解释就会出现错误。

已经发现，地层中的泥质有三种分布形式：层状泥质、结构泥质和分散泥质（图6－2）。泥质和岩石颗粒成互层状是层状泥质，它既取代了一部分岩石颗粒，也占了一定的孔隙。含层状泥质的岩石，孔隙度降低。结构泥质是岩石颗粒风化形成的，它不影响地层的孔隙。泥质颗粒分散在岩石颗粒之间是分散泥质。分散泥质的存在明显降低了地层的孔隙度。

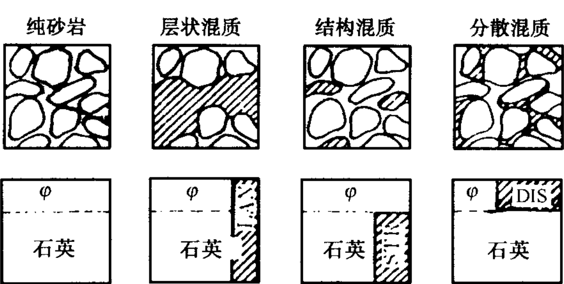


图6－2 泥质的分布形式

含泥质地层的解释不仅计算繁琐，而且计算某个未知参数时，又用到另外的未知参数，必须使用较多的计算技术，只有用计算机解释才比较方便。手工解释时，一般都用纯地层的解释关系式和解释方法。

2. *碳酸盐岩储集层*

在世界油气田中，碳酸盐岩储集层占很大比重，目前世界上大约有50%的储量和60%的产量属于这一类储集层。我国华北的震旦系、寒武系和奥陶系的产油层，四川的震旦系、二叠系和三叠系的油气层，均属于这一类储集层。

碳酸盐岩属于生物、化学沉积，主要由碳酸盐矿物组成，主要岩石类型是石灰岩和白云岩，过渡类型的泥灰岩也属此类。石灰岩的矿物成分主要是方解石，其化学成分是$CaCO_3$；白云岩的矿物成分主要是白云石，其化学成分是$CaCO_3 \cdot MgCO_3$。以石灰岩、白云岩为主的地层剖面称碳酸盐岩剖面。

在石灰岩和白云岩中，常见的储集空间有晶间孔隙、粒间孔隙、鲕状孔隙、生物腔体孔隙、裂缝和溶洞等（图6－3）。

从储集层评价及测井解释的观点出发，习惯于将碳酸盐岩的储集空间归纳为两类：原

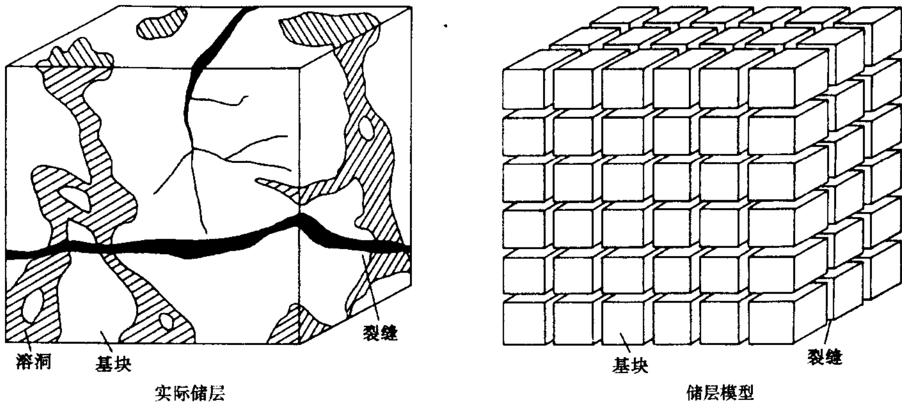


图6－3 裂缝性储层概念模型和测井模型

生孔隙（如晶间、粒间、鲕状孔隙等）和次生孔隙（如裂缝、溶洞等）。前者一般较小且分布均匀，渗透率较低（孔隙性碳酸盐岩例外）；次生孔隙的特点是孔隙比较大，形状不规则，分布不均匀，渗透率较高。这里要指出，石灰岩重结晶和白云岩化所产生的次生孔隙在测井资料上无法与原生孔隙相区分，所以在测井解释中实际上把它们归入原生孔隙类。

致密的石灰岩和白云岩，原生孔隙小且孔隙度一般只有1% ~2%；若无次生孔隙，它是非渗透性的；当具有次生孔隙时，一般认为包括原生孔隙和次生孔隙的总孔隙度在5%以上，碳酸盐岩即可具有渗透性而成为储集层。

碳酸盐岩储集层以孔隙结构为特点可分为三类：孔隙型、裂缝型和溶洞型。

1）孔隙型碳酸盐岩储集层。它与碎屑岩储集层的储集空间极为相似，包括两类孔隙，一类是粒间孔隙、晶间孔隙和生物腔体孔隙等；另一类是白云岩化及重结晶作用形成的粒间孔隙。

孔隙型碳酸盐岩储集层的储集物性、孔隙分布、油气水的渗滤以及泥浆侵入特点等均与砂岩相似，适用的测井方法和解释方法也基本相同，它也是目前测井资料应用最成功的一类储集层。

2）裂缝型碳酸盐岩储集层。这类储集层的孔隙空间主要由构造裂缝和层间裂缝组成，由于裂缝的数量、形状和分布可能极不均匀，故孔隙度和渗透率也可能有很大变化，油气分布也不规律，裂缝发育的储集层具有渗透率高和泥浆侵入深的特点。

从测井解释的角度来说，裂缝型储集层大致可分为两种情况。一种是裂缝发育，岩石相当破碎，以致在通常的测井探测范围内可认为裂缝是均匀分布的，而且裂缝孔隙度与粒间（或晶间）孔隙度相当或在数量上占优势。在这种情况下，目前的测井和解释方法的使用效果比较好。另一种是裂缝不太发育且分布不均匀，裂缝孔隙度不及粒间孔隙度大，在此情况下，采用目前适用于孔隙性储集层的测井和解释方法，常常不足以区分油（气）、水层。

3）洞穴型碳酸盐岩储集层。这类储集层的孔隙空间主要是由溶蚀作用产生的洞穴，洞穴形状各异、大小不一、分布不均匀。对于常用测井方法的探测范围来说，洞穴的存在也往往具有偶然性，这给测井解释带来相当大的困难。只有当洞穴小且分布比较均匀时，可用中子（或密度）孔隙度与声波孔隙度之差作为次生的洞穴孔隙度，以中子或密度孔隙度计算含油气饱和度。

必须指出，实际的碳酸盐岩储集层，其孔隙类型可能是上述几种类型的复合情况。碳酸盐岩剖面中的测井解释任务，是从致密围岩中找出孔隙型、裂缝型和洞穴型储集层，并判断其含油（气）性。

碳酸盐岩储集层一般具有较高电阻率，所以须采用电流聚焦型的电阻率测井方法，如侧向测井、微侧向测井等；自然电位测井在碳酸盐岩剖面一般使用效果不好，为区分岩性和划分渗透层（非泥质地层）须采用自然伽马测井。由于储集层常具有裂缝、溶洞，为评价其孔隙度一般需要采用中子（或密度）测井和只反映原生孔隙的声波测井组合使用。

自20世纪70年代后期至今，碳酸盐岩储集层的裂缝测井方法与裂缝储集层的评价技术有了很大发展，其特点是：发展了新的仪器及方法，逐步形成了裂缝测井系列；形成了一套采用各种测井方法组合研究裂缝的综合评价技术；裂缝参数的定量研究有了新进展。

3. 特殊岩性储集层

碎屑岩和碳酸盐岩以外的岩石所形成的储集层，如岩浆岩、变质岩、泥岩等，人们习惯于称它们为特殊岩性的储集层。当这些岩层的裂缝、片理、溶洞等次生孔隙比较发育时，也可成为良好的储集层，特别是古潜山的风化壳，往往可获得单井高产的油气流。对于这类储集层，目前的测井解释效果也较差，尚有一些技术难关需要克服。

（二）测井解释评价的地质依据

1. 地质刻度测井为提高测井解释的精度奠定坚实的基础。

应用野外露头，钻井岩心和实验室分析化验获取的地质信息和参数，进行各种测井曲线的标定和刻度，开展测井资料解释方法的研究，即简称为“地质刻度测井（或岩心刻度测井）”。它包括，测井解释可行性分析、测井曲线编辑、环境校正与标准化、测井的侵入校正、岩石物理研究、建立测井解释模型、成果检验准则和测井储层参数计算的数学模型。

2. 含油性是测井解释评价油气层的重要前提。

长期以来，人们常常沿用这样一种概念，就是以含油性做为判断油气层的基本条件，以含油饱和度的大小作为划分油（气）水层的主要标准。这样做当然有道理，因为含油性是油气层必然具有的基本特性，是决定产层能否产油气的重要前提。正因为如此，确定产层的含水饱和度是评价油气层的一项重要内容。应该指出，这种单纯依据含油饱和度的概念并不完善。从根本上说，油气水层的含油饱和度界限并不是固定不变的，而经常随着产层束缚水含量的变化而变化。这一点，已被大量的取心和试采资料所证实。因此，含油性毕竟只是判别油气层的必要条件，并非充分条件。

随着声波测井和感应测井的发展，计算含油饱和度解释技术的广泛采用，测井解释水平有了新的提高。依据含油饱和度55%~60%的界限作为划分油气层的标准，其结果是一方面成功地解释了许多油气，解释成功率有了明显提高；另一方面，在解释油气层时也出现了两种不同的倾向。这两种倾向如下。

1）粉砂岩和泥质砂岩的油气层普遍解释偏低。以粉砂岩和泥质砂岩为主的产层其特点是：组成地层骨架的岩石颗粒平均粒径普遍较小。由于岩性普遍很细，围绕孔隙的表面积（以岩石比面度量之）比一般砂岩大，普遍含有以伊利石和蒙脱土为主的粘土矿物，它们具有比较强的吸水性，一般充填于孔隙内，呈分散状分布。这两个因素的结合，形成产层的孔隙结构十分复杂。不仅孔隙喉道窄小，孔隙喉道半径中值超过10 μm者极少；而且微孔隙发育，弯曲度大，普遍表现为低渗透性和亲水的特点。因此，高束缚水含量是以粉砂岩和泥质砂岩为主的产层普遍具有的特征。由于孔隙中的水是以不能流动的束缚水形式而存在的，即使含水饱和度高达60%~70%，也依然只产油气。所以，这种类型的油气层实际上是以束缚水为主要成分的低含油（气）饱和度油气层，或称低电阻率油气层。经过试采和油基泥浆井的实测资料证明，粉砂岩和泥质砂岩油气层当含油饱和度大于30%时，就可能产油气而不含水。许多油田在勘探初期，或者由于没有认识这一特点，或者由于没有有效的解释方法，因此解释偏低和漏掉这种类型油气层的现象比较严重。

2）高渗透率的产层容易解释偏高。高渗透率的产层往往又是另一种特点。主要是，粒度中值普遍较大、粘土含量少并以高岭土为主。孔隙分布比较均匀，孔径大，孔隙喉道半径中值甚至可达60~80 μm。岩石比面小，一般在0.014~0.028 km^2/m^3。因此，渗透

率都在 $1000\times10^{-3}\ \mu m^2$ 以上，甚至高达 $50000\times10^{-3}\ \mu m^2$。所以这种类型的产层束缚水含量小，一般在10%～20%之间。有时产层的含油饱和度达60%～70%，依然含有可动水，试采过程中表现为油水同出。这一特点容易引起解释偏高，把油水同层和含油水层解释为油层。

3. *可动水和相对渗透率分析是油气层解释评价的主要途径*

油气层之所以不出水，并非不含水。事实上，油气层总有一定的含水饱和度，即使最好的油气层也是如此。更有意思的是，有些油气层的含水饱和度高达60%～70%，竟然只产油气而不出水。如何解释这种现象是评价油气层首先需要解决的问题。

众所周知，油气层是储集层岩石和所含流体（油、气、水）之间形成的统一体，以彼此间的物理作用相维系。一般说来，任何储存油、气、水的岩石孔隙都可看成由一系列毛细管所组成。根据流体在微观孔隙的流动特性，一般把储集层的孔隙分为三类。

1）超毛细管孔隙：指孔隙半径大于250 μm以上的孔隙。由于这部分孔隙毛细管力几乎趋于零，流体可在其中自由流动。

2）毛细管孔隙：指孔隙半径在0.1～250 μm之间的孔隙。其毛细管力随着孔隙变小而增加。对于这部分孔隙，只有当外力大于毛细管力时，流体才能在其中流动。根据扫描电子显微镜揭示，泥岩最大的孔隙直径可达1 μm左右。因此，对于孔隙直径小于1 μm的孔隙，流体实际上是不易在其中流动的。

3）微毛细管孔隙：指孔隙半径小于0.1 μm的孔隙。由于这部分孔隙极小，孔隙表面分子的作用力达到或几乎达到孔隙的中心线，以致保留在其中的流体不能流动。

压汞分析表明，砂岩储集层的孔隙分布范围一般由小于0.1 μm至160 μm（指孔隙半径），孔隙半径中值也分布在0.26～60 μm之间。即使渗透率高达60 μm^2 的粗砂岩地层，孔隙半径超过160 μm者占总孔隙的比例也不大；其孔隙半径中值一般也不超过80 μm。因此，发生在储集层孔隙内的毛细现象都表现得比较突出。

由此可见，在油层形成过程中，由于油（气）、水对岩石润湿性的差异以及发生在孔隙内的毛细现象，规定了油（气）、水在孔隙空间内独特的分布形式与流动特点。在油藏未形成前，储油层本来是一个充满水的多孔介质。当油（气）在各种内、外力作用下，由生油层逐渐向储油层运移时，发生了油（气）驱水的过程。但是油（气）最终不可能把产层孔隙内的水完全排出，总有一部分原生水或者由于驱动压力无法克服毛细管力而滞留于油气层微小毛管孔隙内，或者被亲水岩石颗粒表面所吸附。因此，这部分水的相对渗透率极小，不能流动，称谓“不动水”。油（气）、水这种分布形态是油气层固有的特点，即水主要分布于流体不易在其中流动的微小毛管孔隙中或被岩石颗粒表面所吸附；油（气）则主要占据较大的孔道或孔隙内流动阻力较小的部位，形成只有油（气）流动而水不能流动的状态。这一过程，同样可由油和水的相对渗透率概念得到直观的解释，相当于开发过程的逆过程，如图6－4所示。

在油气未向储集层运移之前，储集层为充满水的多孔介质，属于单相流动状态。因此，$S_w=1$，$k_{rw}=1$。随着油气的运移，油首先占据储集层孔隙空间内流体流动阻力最小的部位。由于主要的流动通道被油所堵塞，增加了水流动的阻力，因此水的相对渗透率迅速下降。然而，这时储集层的含油饱和度还十分小，油在孔隙空间内呈孤立和不连续状态，不能流动，其相对渗透率趋于零。这相当所谓“含油水层”的情况，与此相应的含

油饱和度近似为地层的残余油饱和度 S_{or}。随着储集层孔隙空间的含油饱和度进一步增加，油的相对渗透率 k_{ro} 也相应增加，油开始流动；k_{rw} 继续下降，相当油水同层的情况。当含油饱和度达到某一临界值时，与此相应的含水饱和度相当于不动水饱和度 S_{wirr}，这时 k_{ro} 达到最大，k_{rw} 趋于零，水不能流动而只有油流动。显然，这就是我们常说的出油（气）含油饱和度界限。所以，所谓油气层的含油饱和度界限就是当 $S_w = S_{wirr}$ 时的含油饱和度数值。"不动水"的主要成分是束缚水，随着产层的孔隙直径变小和微毛管孔隙的增加而增大，因此与组成岩石骨架的颗粒度分布和充填于孔隙内的粘土含量有关。即使在孔隙内束缚水的相对含量接近或超过了油（气）的饱和度，也不能改变其不流动的特性，产层依然只产油气而不出水。所以，只含"不动水"（束缚水），不含"可动水"是油气层普遍具有的特点。这就不难理解，为什么油气层的含油饱和度界限并非固定不变，而常常随着油气层束缚水含量的变化而变化。也不难理解，为什么有时油气层含水饱和度高达60% ~ 70%，依然只产油气而不出水。

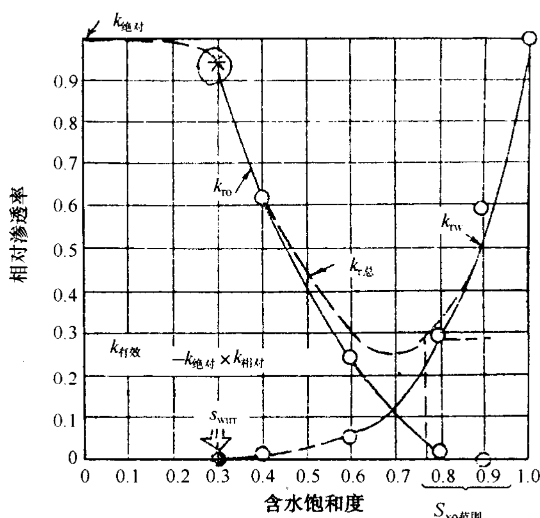


图6-4 相对渗透率与含水饱和度关系图

4. 微观孔隙渗流机理的分析是产液性质评价的重要手段

事实上，当多相流体（油、气、水）并存时，储集层的产液性质服从多相流体渗流理论所描述的动态规律，可用多相共渗的分流量方程确定之。若地层呈水平状，则储集层的油、气、水产量（分流量）可分别表示为

$$Q_o = \frac{k_o A}{\mu_o} \cdot \frac{\partial p}{\partial L} \tag{6-1}$$

$$Q_g = \frac{k_g A}{\mu_g} \cdot \frac{\partial p}{\partial L} \tag{6-2}$$

$$Q_w = \frac{k_w A}{\mu_w} \cdot \frac{\partial p}{\partial L} \tag{6-3}$$

式中：Q_o、Q_g、Q_w 分别表示储集层油、气、水的分流量（产量）；k_o、k_g、k_w 分别为油、气、水的有效渗透率，以 μm^2 为单位；μ_o、μ_g、μ_w 分别表示油、气、水的黏度（mPa · s）；$\frac{\partial p}{\partial L}$为压力梯度，$10^5 Pa \cdot cm^{-1}$；$A$ 为渗流截面。

有效渗透率系指相对渗透率。在多相共渗体系中，它是对每一相流体在地层内部流动能力大小的度量。实际上，为了了解各相流体在储集层内部的相对流动能力，以便更好地描述多相流动的过程，往往又采用相对渗透率的大小，它等于有效渗透率与绝对渗透率（k）的比值，例如：

$$k_{ro} = \frac{k_o}{k}, k_{rw} = \frac{k_w}{k}$$

或

$$k_o = k_{ro} \times k, k_w = k_{rw} \times k \tag{6-4}$$

根据分流方程，可进一步导出多相共渗体系各相流体的相对产量，它们相当于各相的产量与总液量之比。例如，对于油水共渗体系，储集层的产水率（F_w），可近似表示为

$$F_w = \frac{Q_w}{Q_w + Q_o} = \frac{1}{1 + \frac{k_{ro}}{k_{rw}} \cdot \frac{\mu_w}{\mu_o}} \tag{6-5}$$

产油率（F_0）则为

$$F_o = 1 - F_w \tag{6-6}$$

分析上述各式可以看出，储集层的产液性质主要取决于各相的相对渗透率，即取决于油、气、水在储集层内部的相对流动力。若地层内部只有两种流体，例如油和水。则根据它们各自渗透率的变化，相应有三种不同的产液性质：

1）如果储集层水的相对渗透率 k_{rw} 或 k_w 趋于 0，而油的相渗透率达到最大（$k_{ro} \to 1$，$k_o \to k$），相当于在储集层内部水不能流动而油的流动能力达到最大。根据上述方程式，则得 $Q_w \to 0$，$F_w \to 0$，$F_0 \to 1$。表明储集层只产油而不产水，属于油层情况。

2）储集层油的相对渗透率 k_{ro} 或 k_o 趋于 0，而水的相对渗透率达到最大（$k_{rw} \to 1$，$k_w \to k$），相当于在储集层内部油不能流动而水的流动能力达到最大。根据上述方程式，则得 $Q_o \to 0$，$F_w \to 1$，$F_o \to 0$，表明在这种情况下储集层为水层。

3）若 $0 < (k_{rw}, k_w) < 1$ 和 $0 < (k_{ro}, k_o) < 1$，相当于油和水在储集层内部都具有一定的流动能力。同理，可以导出 $Q_w > 0$，$Q_o > 0$，F_w 及 F_o 均大于 0 而小于 1，表明在试采过程中为油水同出。

这就是说，一个储集层到底到产油，还是产水，或是油水同出，归根结底取决于油、气、水在储集层内部的相对流动能力。因此，只要应用测井资料确定产层的相对渗透率，并进一步计算其产水率 F_w 或产油（气）率，不仅能够达到最终评价油气水层的目的，而且能够定量描述储集层的产液性质。所以，确定产层的相对渗透率是评价油气层必要而充分的条件。

同样，可以采用相对渗透率的概念，对影响油（气）层含油（气）饱和度界限的因素进行分析，以便对油气水层解释工作中出现的不同倾向，给予比较完满的解释。

一般来说，对于低渗透率砂岩地层，由于具有粒度小和泥质含量高的特点，微孔隙比较发育，孔隙半径也普遍较小。因此，即使驱动压力相当大，仍然有相当数量的孔隙，由于驱动压力无法克服毛管力，而保留了较多的束缚水。对于高渗透率地层，则由于其孔隙半径普遍较大，因而束缚水含量较少。这一特点可十分清楚地反映在毛细管压力曲线中。图 6－5 表示用同一种流体，而不同渗透率的岩样测定的毛细管压力曲线，表明束缚水饱和度随着渗透率的降低而增大。其相对渗透率与饱和度的关系曲线如图 6－6 所示。

这意味着，低渗透率产层在含油饱和度较低时，就能出纯油而不含水；高渗透率油层则要求有更高的含油饱和度界限。同样，由于亲水地层往往比亲油地层具有更高的束缚水饱和度，因此，亲水地层的油气层界限也相对较低。除了储集层的渗透率和润湿性外，原油黏度也是影响油层界限的一个重要因素。油质变稠的结果将使 S_{or} 增大，k_{ro} 减小，即相当于 k_{rw} 增大。这就是说，油的流动性变差，水显得更为活跃，其相对渗透率与饱和度关

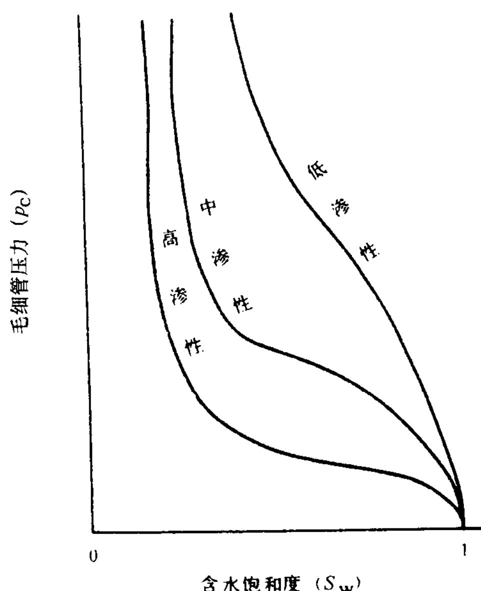


图6－5　毛细管压力曲线图

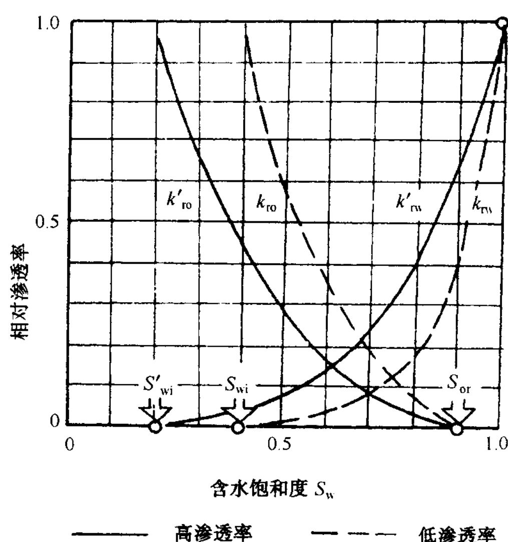


图6－6　不同渗透率岩石的相对渗透率曲线

系曲线示于图6－7。所以对于稠油层，其含油饱和度界限普遍比稀油层高。

总之，含油性和不含可动水是油气层的两个重要的特点，并在事实上构成了判断油（气）水层的两个重要的条件。其中含油性是评价油气层的前提，分析产层的可动水则能把握油气层的变化和界限，而对油气层的最终评价则取决于对地层油（气）、水相对渗透率和微观孔隙渗流机理的分析。

通过上述测井分析，达到评价油气层目的基本途径主要有二条。

1）分析产层含水饱和度（S_w）与束缚水饱和度（S_{wi}）之间的关系。这是一条比较简便的途径，其原理是通过分析 S_w 与 S_{wi} 的关系，达到揭示储集层相对渗透率的变化和最终评价油气层的目的。目前投入应用的“可动水分析法”就是建立在这一原理基础上的解释方法，我们将在第七章进行系统介绍。

2）直接利用测井资料计算产层的相对渗透率和产水率（或产油气率），达到定量确定地层的产液性质和产能，以及全面评价产层的目的。

根据实验室测定，油、水的相对渗透率通常是储集层的含水饱和度（S_w）、束缚水饱和度（S_{wi}）及残余油饱和度（S_{or}）三者

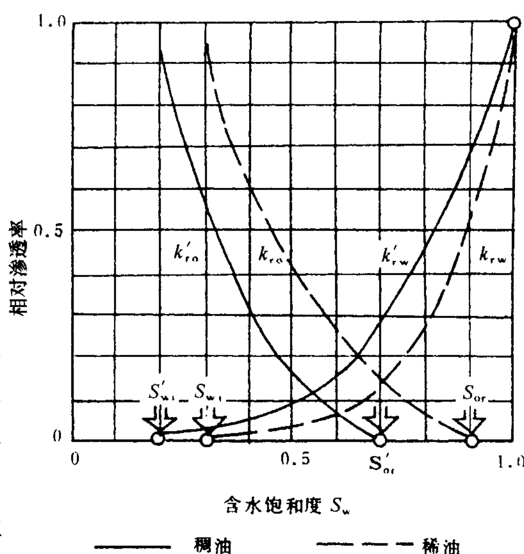


图6－7　稠油、稀油油层的相对渗透率曲线

的函数。一种比较普遍用于确定油、水相对渗透率的经验方程已由(6-7)及(6-8)式提供。这就是说,只要利用测井资料确定 S_w、S_{wi} 和 S_{or},就能够实现应用测井资料计算储集层的油、水相对渗透率。

根据实验室测定,油水相对渗透率 k_{ro}、k_{rw} 的经验关系式如下:

$$k_{rw} = \left(\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}}\right)^m \tag{6-7}$$

$$k_{ro} = \left[1 - \left(\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{or} - S_{wi}}\right)\right]^n \cdot \left[1 - \left(\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{or} - S_{wi}}\right)^j\right] \tag{6-8}$$

式中:S_w 为含水饱和度;S_{wi} 为束缚水饱和度;S_{or} 为残余油饱和度;m、n、j 为经验系数,主要取决于储层的岩石特性,一般 $m=3\sim4$,$n=1\sim2$,$j=1\sim2$。

确定 k_{rw} 和 k_{ro} 的方法还有如下两种:

彼尔逊经验方程

$$k_{rw} = \left(\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}}\right)^{1/2} \cdot S_w^3 \tag{6-9}$$

$$k_{ro} = \left(1 - \frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}}\right)^2 \tag{6-10}$$

乘方公式

$$k_{rw} = \left(\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}}\right)^4 \tag{6-11}$$

$$k_{ro} = \left[1 - \frac{1 - S_w}{1 - S_{wi} - S_{hr}}\right]^2 \left[1 - \left(\frac{1 - S_w}{1 - S_{wi}}\right)^2\right] \tag{6-12}$$

式中:S_{hr} 为残余油饱和度。

另外,还有一种一般经验关系式的特例,相当 $S_{hr}=0.1$,$m=3$,$n=1$,$j=1$ 的特定形式:

$$k_{rw} = \left(\frac{S_w - S_{wi}}{1 - S_{wi}}\right)^2 \tag{6-13}$$

$$k_{ro} = \left(\frac{0.9 - S_w}{0.9 - S_{wi}}\right)^2 \tag{6-14}$$

虽然上述简化式可求得相对渗透率,但在实际使用时应该根据本地区油藏特征条件,通过实验用统计分析的方法获得经验系数 m、n、j。对于三相共渗系统,在纵向上按油、气、水分布特点可分成油气和油水两组两相共渗系统求解。束缚水饱和度(S_{wi})由地区资料统计得到,残余油饱和度(S_{hr})由岩心分析、中子寿命测一注一测技术和碳氧比测井三种方法之一获取。

二、数据的采集和收集

(一)测井系列的选择

测井时,根据地层的特点和地质任务的要求,选择一套合适的测井方法。这种能完成一定地质任务的测井方法组合,叫做测井系列。

按照划分油气水层的要求,选择良好的测井系列应能做到:准确地分层、确定地层的

界面；计算地层厚度和有效厚度；准确地判断岩性和划分渗透层；准确地计算储层参数，如孔隙度、渗透率、泥质含量和含油饱和度、可动油等；准确地判断油气水层。

使用国产仪器时：

1. 淡水泥浆测井系列

厚度大于2 m、电阻率小于20 Ω·m 的中厚层、中低阻砂岩地层的测井系列为微电极系，电极距离为0.45 m、4 m 的底部梯度电极类，声速以及感应测井，有的油田还加井径测井或自然伽马测井。各种方法的用途是：微电极系和0.45 m 底部梯度电极系详细划分地层岩石；微电极系、自然电位和声速测井判断岩性和划分渗透层；微电极系反映冲洗带，0.45 m 底部梯度电极系反映侵入带，4 m 底部梯度电极系反映原状地层岩石；声速测井计算孔隙度；感应测井电阻率确定含油饱和度。

中厚层、电阻率大于20 Ω·m 的高阻砂岩，要用侧向测井代替感应测井，即测井系列为微电极（或微侧向）、0.45 m 和4 m 底部梯度电极系、侧向测井和声速测井。

2. 盐水泥浆测井系列

在盐水泥浆钻井中，必须使用有聚焦能力的侧向测井和微侧向测井；用自然伽马测井代替自然电位测井。这样，盐水泥浆的测井系列为微侧向测井、自然伽马测井、声速测井、侧向测井。

3. 碳酸盐岩测井系列

深、浅三侧向测井、自然伽马测井、中子-伽马测井、声速测井，2.5 m 底部梯度电极系、自然电位（自然伽马）是碳酸盐岩的测井系列。

需要说明的是，上述测井系列并不一定是最佳的。随着我国测井事业的发展，测井仪器的完善，上述测井系列将会有较大的调整，以取得更好的地质效果。

使用进口仪器时：

1）中等—软地层、淡水泥浆条件下，使用以下测井方法：双感应测井/球形聚焦（或八侧向）测井—声波速度测井、岩性—密度—中子—微电阻率—电磁波传播测井。得到的测井曲线是：SP、IL_d、IL_m、SFL、Δt、R_{wa}、DEN、GR、U、Th、K、Pe、φ_D、φ_N、φ_{EPT}等。条件许可时，再加测地层倾角测井。

2）硬地层或盐水泥浆条件时使用：双侧向测井—微球形聚焦测井、双感应—球形聚焦测井—声速测井、岩性—密度—中子—自然伽马能谱测井。得到的测井曲线有：SP、LL_d、LL_s、MSFL、DEN、IL_d、IL_m、SFL、Δt、GR、U、Th、K、Pe、φ_D、φ_N 等。有可能时，加测地层倾角测井、成像测井和核磁共振测井。

（二）地质录井资料

1. 泥浆录井资料

用测井方法进行油气水层评价时，直接需要泥浆相对密度、泥浆矿化度、泥浆电阻率、泥浆滤液电阻率、泥浆滤液矿化度、泥饼厚度等录井资料。

在泥浆寻井过程中出现的油气显示异常数据资料也应认真全部收集，以便在测井油气评价时间接参考使用。

2. 钻时录井资料

钻进速度的快慢，取决于地下岩层的可钻性，即疏松性软的岩层钻进快；致密坚硬的岩层钻进慢。所以在进行测井油气层评价时，常用来帮助判断岩石的组成、沉积的类型、

压实程度，以及其他岩石物理性质。

对于碳酸盐岩裂缝性油气藏来说，钻时的变化是发现缝、洞最及时的一项录井资料。

3. 岩屑录井资料

岩屑录井资料是钻井地质评价中最及时、便宜、不可缺少的直接资料。

4. 岩心录井资料

石油地质工作者，对地下可能油气藏的认识都是一种抽象，各人认识的抽象未必相同。只凭岩屑、钻时、泥浆等录井资料是不够的，必须取得能够直观的、可提供作仔细分析化验之用的岩心资料。有了岩心资料，就可以研究地层时代，岩性岩相变化，储集层的物理性质，化学性质和裂缝发育情况，生储层特征及生油指标，储层含油产状，了解地层倾角、接触关系、断点位置等构造情况。

钻井岩心录井资料是测井的油气评价和测井地质解释研究的基础。通过钻井岩心的观察和实验室分析化验获取的地质信息和参数进行各种标定或刻度，在所建立的地质概念模型的基础上，应用正演和反演模型，建立正确可靠的岩石物理与测井的关系，为提高测井地质的解释精度奠定坚实的基础。

（三）测井资料

1. 测井数据

测井技术是油气层评价和测井地质学研究应用重要的手段。根据地质分析与油气评价的目的任务，可以由下述测井项目中形成测井系列进行测井数据资料的采集。

（1）常规测井项目

1）双侧向测井（DDL）；

2）微侧向测井（MLL）；

3）补偿中子测井（CN）；

4）补偿声波测井（AC）；

5）补偿 Z 密度测井（Z－DEN）；

6）自然伽马测井（GR）；

7）井径测井（CAL）；

8）自然电位测井（SP）。

（2）特殊测井项目

1）自然伽马能谱测井（SL）；

2）地层倾角测井（DIP）；

3）重复式地层测试器（FMT）。

（3）现代测井项目

1）微电阻率扫描成像测井（STAR）；

2）井周声波成像测井（CBIL）；

3）多极阵列声波测井（MAC）；

4）核磁共振测井（MRIL）；

5）薄层电阻率测井（TBRT）。

目前在我国，进行地球物理测井工作时，根据解决油气勘探与开发的实际需要设计组合成裸眼井和套管井测井系列，所测的资料经过精细处理和解释，可进行地层岩性识别、

解决硬地层的裂缝段的划分、评价及裂缝产状的确定、地层产状的确定，识别低阻油气层、划分与评价薄层，还可进行固井质量检查及管井的动态监测等等。测井系列的选择应用，可参见表6-1。

表6-1 测井系列一览表

序号	井号	地层	常规	CBIL	STAR	MAC	HDIP	TBRT	SL	MRIL
1	×27—12	潜山	✓	✓		✓	✓		✓	
2	×28—10	潜山	✓	✓		✓	✓		✓	
3	×31—14	潜山	✓	✓		✓	✓		✓	
4	×18—27	潜山	双侧向	✓		✓			✓	✓
5	×24—28	潜山	部分					✓		✓
6	×37—125	潜山	✓	✓		✓	✓		✓	
7	×103—5	潜山		✓		✓	✓			
8	×601	潜山	✓	✓		✓	✓		✓	
9	×110—2	砂岩	✓			✓			✓	
10	×603	潜山	✓	✓		✓	✓		✓	
11	××3	潜山		✓		✓	✓			
12	××6	砂岩	✓	✓		✓			✓	✓
13	××1	砂岩	✓				✓		✓	✓
14	×60—38—46	砂岩		✓	✓	✓				✓
15	×60—40—46	砂岩		✓	✓	✓		✓		
16	××2	砂岩								✓

2. *测井解释参数*

测井的定量解释评价油气层采用了两种不同类型的解释模型和方法导出的一些数学关系式，即体积模型法和概率模型法，是目前测井资料数字处理所采用的基本方法。利用上述模型进行定量测井解释时，除了需要地质钻井资料和测井数据资料外，还需要测井解释参数。

1）利用密度测井解释基本公式时，需要岩石骨架密度（ρ_{ma}）、泥质密度（ρ_{sh}）、孔隙流体密度（ρ_f）、泥质的相对体积（V_{sh}）。

2）利用声波测井解释基本公式时，需要岩石骨架声波时差（Δt_{ma}）、泥质声波时差、孔隙流体声波时差（Δt_f）、泥质的相对体积（V_{sh}）；

3）利用中子测井解释基本公式时，需要岩石骨架含氢指数（φ_{ma}）、泥质含氢指数（φ_{sh}）、孔隙流体含氢指数（φ_f）、泥质的相对体积（V_{sh}）。

4）利用脉冲中子测井解释基本公式时，需要岩石骨中子俘获截面Σ_{ma}、孔隙流体中子俘获截面Σ_f、泥质中子俘获截面Σ_{sh}。

在用经验关系式确定含水饱和度（S_w）和冲洗带饱和度（S_{xo}）时，需要地层水电阻率（R_w）、泥浆滤液电阻率（R_{mf}）和孔隙度（φ）。

在用泥质的相对体积（泥质含量）经验关系式确定泥质含量时，也需要给出测井解释参数：

1）利用自然伽马测井计算泥质体积公式时，则需要给出 $C_{GR,max}$（纯泥岩地层的 GR 值）和 $C_{GR,min}$（C_{GR}纯砂岩层的 GR 读数）。

2）利用自然电位测井计算泥质体积公式时，需要给出 $U_{SP,max}$（纯砂岩的 SP 幅度）和 $U_{SP,min}$（纯泥岩层的 SP 幅度）。

3）利用中子测井计算泥质含量公式时，需要给出 $\varphi_{N,max}$（纯砂岩地层的中子孔隙度值）和 $\varphi_{N,min}$（纯泥岩层的中子孔隙度值）。

4）利用中子寿命测井计算泥质含量公式时，需要给出 Σ_{max}（纯砂岩地层的中子俘获截面）和 Σ_{min}（纯泥岩层的中子俘获截面）。

5）利用声波测井方法时需要给出 φ_{ACSH}（纯泥岩地层声波孔隙度）。

6）利用能谱测井计算时，需要给出纯泥岩地层的钾和 Th 含量，纯砂岩地层的 K 和 Th 含量。

7）利用电阻率测井计算泥质含量时，需要给出 R_{sh}（纯泥岩层电阻率）和 R_{max}（纯产油层最大电阻率）。

8）利用密度-中子、中子-声波、密度-声波等交会图方法计算泥质含量时需要给出 φ_{Nma}、φ_{Nsh}、ρ_{ma}、ρ_{sh}、ρ_{f}、Δt_{f}、Δt_{ma}、Δt_{sh}等测井解释参数。

在利用核磁共振测井研究和计算储层的毛管束缚流体体积、自由流体体积、地层有效孔隙度、渗透率和孔隙结构时，关键性的测井解释参数应该有 φ（孔隙度）、$T_{2cutoff}$、ρ_{2}（表面弛豫强度）。

在利用 Waxman 和 Smits 方程计算储层含水饱和度时，需要给出总连通孔隙度 φ_{e}、地层水电阻率 R_{w} 和阳离子交换量 Q_{V} 等参数。

三、纯岩石地层的基本解释关系式

利用岩石体积物理模型，可以建立测井响应与地层岩石孔隙度和岩性成分间的定量关系。这种方法在讨论孔隙度测井时曾经作过介绍，但只是讨论了单矿物条件下的解释关系。以下将按照同样的思路，并且考虑了各种测井的探测范围推导出双矿物、三矿物的测井解释基本方程。

（一）纯岩石的体积模型

在测井技术发展的过程中，地质工作者和测井工作者们总是在不断地寻找和精确建立测井响应和地质参数的关系，研究岩石、造岩矿物（骨架）、粘土成分（泥质含量）和孔隙流体对测量结果的贡献，发展了岩石体积模型的研究方法。

岩石体积模型是从岩石的地质概念模型（岩石结构模型）简化而来的一种单位体积的测井定量解释模型。即根据各种测井方法基本原理、纵向径向探测特性和组成岩石结构的各种矿物、成分和流体在物理性质上的差异，把岩石体积分成几部分，并分别研究其中每一部分对岩石总体物理量的贡献（图6-8）；建立了相应的解释模型，即意味着确定了解释分析和测井评价的理论工具。

从图6-8可见，岩石骨架、孔隙体积（孔隙中充满油和水）分别为 V_{ma}和 φ 表示，显然单位岩石体积 V

$$V = V_{ma} + \varphi$$

而孔隙体积中被水和油占据的孔隙体积分别用 φ_w 和 φ_h 表示，则有

$$\varphi = \varphi_w + \varphi_h$$

如果定义单位体积岩石的边长为 L 骨架体积边长为 L_{ma} 和油水孔隙体积边长分别为 L_h、L_w，则有

$$L = L_{ma} + L_w + L_h$$

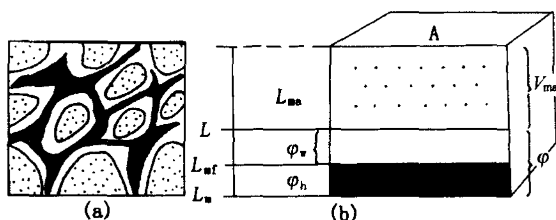


图 6－8　含油气纯岩石体积模型

（a）岩石结构；（b）体积模型

由于纯岩石地层在钻井过程中，形成冲洗带，原来水和油所占据的孔隙空间，完全由泥浆滤液所充填，此时的冲洗带孔隙体积的边长定义为 L_{mf}时，则有

$$L_{mf} = L_w + L_h$$

（二）各种孔隙度测井的岩石体积模型

1. 密度测井

密度测井测量的是散射伽马射线的强度。散射伽马射线强度反映了地层的电子密度。因此，经过刻度后，密度测井可以直接测得地层的体积密度。

由纯砂岩地层的体积模型可知，砂岩的重量（G）应等于岩石骨架的重量（G_{ma}和孔隙流体重量（$G_{hr}+G_{mf}$）之和，即

$$G = G_{ma} + G_{hr} + G_{mf}$$

而

$$G = V \cdot \rho_b, G_{ma} = V_{ma} \cdot \rho_{ma}, G_{hr} = V_{hr} \cdot \rho_{hr}, G_{mf} = V_{mf} \cdot \rho_{mf}$$

因此有

$$V \cdot \rho_b = V_{ma} \cdot \rho_{ma} + V_{hr} \cdot \rho_{hr} + V_{mf} \cdot \rho_{mf}$$

$$\rho_b = \frac{V - V_\varphi}{V} \cdot \rho_{ma} + \frac{V_{hr}}{V} \cdot \rho_{hr} + \frac{V_{mf}}{V} \cdot \rho_{mf}$$

同理：

$$\rho_b = (1-\varphi)\rho_{ma} + \varphi(1 - S_{xo})\rho_{hr} + \varphi \cdot S_{xo}\rho_{mf} \qquad (6-15)$$

最后得到：

$$\varphi = \frac{\rho_b - \rho_{ma}}{(1 - S_{xo})\rho_{hr} + S_{xo}\rho_{mf} - \rho_{ma}} \qquad (6-16)$$

2. 声速测井

滑行波在纯地层中的传播时间（t）应等于在岩石骨架中的传播时间（t_{ma}）和在孔隙流体传播时间（$t_{hr}+t_{mf}$）之和：

$$t = t_{ma} + t_{hr} + t_{mf}$$

根据上式推导出声速和距离的关系是：

$$\frac{L}{v} = \frac{L_{ma}}{v_{ma}} + \frac{L_{hr}}{v_{hr}} + \frac{L_{mf}}{v_{mf}}$$

如果截面为 A 时，等式两端都乘以 A 得：

$$\frac{A \cdot L}{v} = \frac{A \cdot L_{ma}}{v_{ma}} + \frac{A \cdot L_{hr}}{v_{hr}} + \frac{A \cdot L_{mf}}{v_{mf}}$$

两边都除以体积：

$$\frac{1}{v} = \frac{V_{ma}}{v_{ma}} + \frac{V_{hr}}{v_{hr}} + \frac{V_{mf}}{v_{mf}}$$

式中：V_{ma}，V_{hr}，V_{mf}分别是骨架、残余油气、钻井液滤液绝对体积，用孔隙度和冲洗带含水饱和度代替相对体积得：

$$\frac{1}{v} = \frac{1-\varphi}{v_{ma}} + \frac{V_{hr}}{V_{\varphi}} \cdot \frac{V_{\varphi}}{V} \cdot \frac{1}{v_{hr}} + \frac{V_{mf}}{V_{\varphi}} \cdot \frac{V_{\varphi}}{V} \cdot \frac{1}{v_{mf}}$$

则

$$\Delta t = \Delta t_{ma}(1-\varphi) + (1-S_{xo}) \cdot \varphi \Delta t_{ht} + S_{xo} \cdot \varphi \cdot \Delta t_{mf} \quad (6-17)$$

$$\varphi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{S_{xo}\Delta t_{mf} + (1-S_{xo})\Delta t_{hr} - \Delta t_{ma}} \cdot \frac{1}{C_p} \quad (6-18)$$

根据饱和度定义：$V_{hr}/V = S_{hr}$，残余油气体积比上地层体积为残余油气饱和度；$V_{mf}/V = S_{xo}$，冲洗带钻井液滤液所占的体积比上地层体积为冲洗带含水饱和度；$V_{\varphi}/V = \varphi$ 孔隙体积比上地层体积为地层孔隙度。

$\frac{1}{C_p}$为压实校正系数项，是考虑到地层颗粒胶结得不好，或疏松砂岩不够压实或弱胶结的砂岩。孔隙与颗粒交界面对声波传播的影响大，需进行压实校正，不校正计算的孔隙度偏大。对纯水层，有如下关系：

$$\varphi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \cdot \frac{1}{C_p} \quad (6-19)$$

式中：C_p 为压实校正系数。压实校正系数的求法如下。

1）有岩心分析孔隙度资料的，用声波孔隙度与岩心分析孔隙度对比。一般是对某一地区的某一层段，确定出岩心孔隙度和声波时差的经验关系，然后用式（6－19）比较，确定出该层的 C_p 值。例如，东营砂二段地层 $\Delta t-\varphi$ 的经验关系为（Δt 单位为 $\mu s \cdot ft^{-1}$）

$$\Delta t = 575\varphi + 181$$

将其与式（6－19）比较即

$$\varphi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \cdot \frac{1}{C_p} = \frac{\Delta t - 181}{620-181} \cdot \frac{1}{C_p} = \frac{\Delta t - 181}{575}$$

$$(620-181) \times C_p = 575, C_p = 1.31$$

即为压实校正系数。

对于一个大油田多层系，不能使用一个 C_p 值，可以对不同层系作一系列统计工作，找出 C_p 与深度的统计关系式。如胜利油田的经验关系为：$C_p = 1.68 - 0.0002 \times D$，其中 D 为地层深度，单位是 m。

2）没有岩心分析的井段，可用未压实校正的声波孔隙度与密度孔隙度比较，校正系数：$C_p = \varphi_S/\varphi_D$。这里对纯地层可以这样做，认为密度反映地层的孔隙度。

3）如果有泥质，可认为砂岩的压实程度经常与附近的泥岩压实程度相一致，压实的泥质地层声波时差一般为 300μs/m，则非压实的泥岩声波时差为 Δt_{sh}，校正系数 $C_p = \Delta t_{sh}/300$。泥岩存在异常压力时，找矿质泥岩作为泥岩的数值。

对于均匀粒间孔隙的复杂岩性都可以用时间平均公式计算（即上面的公式）。对于有洞穴和裂缝的孔隙，用该方法计算的孔隙度加上缝洞孔隙度才是总孔隙度，$\varphi_f = \varphi - \varphi_s$。

3. 中子测井

由纯地层的体积模型可知，体积为 V 的纯砂岩地层的含氢量（H），应等于岩石骨架的含氢量（H_{ma}）和孔隙流体含氢量（$H_{hr} + H_{mf}$）之和：

$$H = H_{ma} + H_{hr} + H_{mf}$$

设 φ_N、φ_{ma}、φ_{hr}、φ_{mf}分别表示纯砂岩地层、岩石骨架、油和泥浆滤液的含氢指数，则由上式可得：

$$V \cdot \varphi_N = V_{ma} \cdot \varphi_{ma} + V_{hr} \cdot \varphi_{hr} + V_{mf} \cdot \varphi_{mf}$$

同样可以得到：

$$\varphi_N = (1 - \varphi) \cdot \varphi_{ma} + \varphi(1 - S_{xo}) \cdot \varphi_{hr} + \varphi S_{xo} \varphi_{mf} \qquad (6-20)$$

最后得到：

$$\varphi = \frac{\varphi_N - \varphi_{ma}}{(1 - S_{xo})\varphi_{hr} + S_{xo}\varphi_{mf} - \varphi_{ma}} \qquad (6-21)$$

表 6－2

测井方法 / 地层岩石	密　度	声　速	中　子
含水纯岩石	$\varphi_D = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f}$	$\varphi_s = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}$	$\varphi_N = \frac{\varphi_N - \varphi_{ma}}{\varphi_f - \varphi_{ma}}$
含油气纯岩石	$\varphi'_D = \frac{\varphi_D}{1 + S_h \frac{\rho_f - \rho_h}{\rho_{ma} - \rho_f}}$	$\varphi_s = \frac{\varphi_s}{1 + S_h = \frac{\Delta t_h - \Delta t_f}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}}$	$\varphi'_N = \frac{\varphi_N}{1 + S_h \frac{\varphi_f - \varphi_h}{\varphi_{ma} - \varphi_f}}$

为了便于应用和比较，把单矿物的纯地层的基本关系式列于表 6－2，而把常用的骨架和流体值则由表 6－3 示出。

4. 电测井关系式

地层电阻率与多种因素有关。其中，与孔隙度和含油饱和度的关系更为密切。反之，如果已知地层的电阻率后，则可求出地层的孔隙度与含油饱和度。

取全含水的地层，其电阻率与岩性、孔隙结构、孔隙度，地层水电阻率有关。为由其电阻率求孔隙度，势必应排除岩性、孔隙结构和地层电阻率的影响，于是可得出：

$$F = \frac{R_0}{R_w} = \frac{a}{\varphi^m} \qquad (6-22)$$

其中：R_0 为孔隙中完全含水时的地层电阻率；F 为地层因素。它排除了地层水的影响，只与岩石性质、孔隙结构和孔隙度有关；a、m 为由岩性和孔隙结构决定的常数，m 称为胶结指数，a 称为胶结系数。

表 6-3

岩　石	Δt_{ma}/（$\mu s \cdot m^{-1}$）	$\rho_{na}/g \cdot cm^{-3}$	$\varphi_{SNP \cdot ma}$	$\varphi_{CNL \cdot ma}$
砂岩（1）（$v_{ma}=5486m \cdot s^{-1}$，$\varphi>10\%$）	182	2.65	-0.035 -0.05	
砂岩（2）（$v_{ma}=5791m \cdot s^{-1}$，$\varphi>10\%$）	168	2.65	-0.035	-0.05
石灰岩	156	2.71	0.00	0.00
白云岩（1）（$\varphi \approx 5.5\% \sim 30\%$）	143	2.87	0.035	0.085
白云岩（2）（$\varphi \approx 1.5\% \sim 5.5\%$）	143	2.87	0.02	0.065
白云岩（3）（$\varphi>30\%$）	143	2.87	0.02	0.065
白云岩（4）（$\varphi \approx 0 \sim 1.5\%$）	143	2.87	0.005	0.04
硬石膏	164	2.98	-0.005	-0.02
石　膏	171	2.35	0.49	
盐岩	220	2.03	0.04	-0.01
流　体	Δt_f	ρ_f	φ_{Nf}	φ_{Nf}
原生孔隙　淡水	189.0	1.00	1.0	1.9
盐水	185.0	1.10	1.0	1.0
次生孔隙（白云岩中）淡水	43.5	1.00	1.0	1.0
盐水	43.5	1.10	1.0	1.0
（石灰岩中）淡水	47.5	1.00	1.0	1.0
盐水	47.5	1.10	1.0	1.0
（砂岩中）淡水	55.5	1.00	1.0	1.0
盐水	55.5	1.10	1.0	1.0

对纯砂岩地层，当孔隙度为中—高时，有

$$F=\frac{0.62}{\varphi^{2.15}} \text{或} F=\frac{0.81}{\varphi^{2}} \tag{6-23}$$

对孔隙性纯碳酸盐岩地层，有

$$F=\frac{1}{\varphi^{2}} \tag{6-24}$$

或

$$F=\frac{1}{\varphi^{m}} \tag{6-25}$$

而 $m=1.87+\dfrac{0.019}{\varphi}$；若 $\varphi>10\%$，取 $m=2.1$；若计算出的 $m>4$ 时，取 $m=4$。

对裂缝性碳酸盐岩地层：

$$F=\frac{1}{\varphi^{m}} \tag{6-26}$$

$m=1.1 \sim 1.3$。

当地层含油气时，电阻率比全含水时明显升高。升高的程度与含油的多少有关，可以表示为

$$I=\frac{R_t}{R_0}=\frac{b}{S_w^n}=\frac{b}{(1-S_0)^n} \tag{6-27}$$

其中：R_t 为地层的真电阻率；R_0 为该地层全含水时的电阻率；I 为电阻增大率，只与含油性有关；S_w 为含水饱和度；b、n 为由含油情况决定的常数，n 称为饱和指数，实际使用

时，取 $b=1$，$n=2$ 者为多。

当地层含油气时，无法测出该地层含水时的电阻率 R_0。为此，作如下代换：

$$K = \frac{R_t}{FR_w} = \frac{b}{S_w^n} \tag{6-28}$$

即先利用孔隙度测井确定地层的孔隙度，进而求出地层因素，再计算含油饱和度；或者，用孔隙度代入式（5－11），则有：

$$S_w = c\sqrt{\frac{R_w}{R_t}}/\varphi \tag{6-29}$$

其中：对碳酸盐岩 $c=1$；对砂岩 $c=0.90$。

需要指出，式（6－22）和式（6－27）是测井解释中两个很重要的公式。它们不仅是纯地层的解释基础，而且泥质地层的解释公式也要以它们为出发点而推导出来。式中的两组常数 a、m 和 b、n 是测井解释中的基本常数。它们除了计算含油饱和度，还有其他用途，例如判断地层的储集类型。

（三）单矿物纯地层的岩性分析

所谓单矿物地层，是指骨架成分中仅含有一种矿物的地层。例如，石英矿物，而且在岩石的孔隙中充满了地层水。对这种地层进行三种孔隙度测井（现代测井分析技术中，称密度测井、声速测井、中子测井为三孔隙度测井），显然可以写出：

$$\rho_b = \varphi \cdot \rho_f + V \cdot \rho_{ma} \tag{6-30}$$

$$\varphi_N = \varphi \cdot \varphi_f + V \cdot \varphi_{ma} \tag{6-31}$$

$$\Delta t = \varphi \cdot \Delta t_f + V \cdot \Delta t_{ma} \tag{6-32}$$

$$1 = V + \varphi \tag{6-33}$$

（6－33）式称为物质平衡方程。一般测井时，矿物成分已知，而矿物的相对体积和孔隙度是未知的。因此，有二个未知数 V 和 φ 待求。为此，必须用三种孔隙度测井解释关系式中任意两个，加上平衡方程形成联立方程组。在已知 ρ_f、ρ_{ma}、φ_f、φ_{ma}、Δt_f、Δt_{ma} 条件下，联立解方程组（6－30）～（6－33），即可获得单矿物的相对体积（V）和孔隙度（φ）。

若地层由三种矿物成分组成，显然可以写出：

$$\rho_b = \varphi\rho_f + V_1\rho_{ma1} + V_2\rho_{ma2} + V_3\rho_{ma3} \tag{6-34}$$

$$\varphi_N = \varphi\varphi_f + V_1\varphi_{ma1} + V_2\varphi_{ma2} + V_3\varphi_{ma3} \tag{6-35}$$

$$\Delta t = \varphi\Delta t_f + V_1\Delta t_{ma1} + V_2\Delta t_{ma2} + V_3\Delta t_{ma3} \tag{6-36}$$

其中：脚标ma1、ma2、ma3分别代表三种矿物；V_1、V_2、V_3 分别代表三种矿物的相对体积。

一般情况下，可以知道三种矿物的成分，而各自的体积含量是不知道的。因此，有四个未知数 V_1、V_2、V_3 和 φ，必须用四个方程联系求解。这时，应加上物质平衡方程：

$$1 = V_1 + V_2 + V_3 + \varphi \tag{6-37}$$

联立解方程组（6－34）～（6－37），即可获得 V_1、V_2、V_3 和 φ。

当地层含油气时，仍可用体积模型得出相应的关系式。只要注意油气是充填于孔隙中的（图6－9），水的体积不再等于孔隙体积，为

$$V_f = (\varphi - \varphi_o) \cdot S_0 \tag{6-38}$$

其中：S_a 为含油饱和度；φ_o 为含油孔隙体积。

四、泥质地层的基本解释关系式

为了使用电子计算机和计算技术对测井资料进行自动分析和解释，必然预先导出各种测井物理量与地质参数之间的数学关系式。在测井资料数字处理中，采用了两类不同的解释模型和方法来导出这些数学关系式，即体积模型法和概率模型法。前一类方法应用较广，是目前测井资料数字处理所采用的基本方法；后一类方法尚处于试验应用中。

（一）泥质地层的孔隙度体积模型

所谓岩石体积模型，是用以模拟实际复杂岩石的一种理想化、简单化的岩石模型。它根据测井方法的探测特性和岩石的各种物质成分在物质性质上的差异，把岩石分成物理性质不同的几个部分，然后研究每一部分对测井值的贡献；并把测井值看成是各部分的贡献之和。岩石体积模型法是一种较好的近似研究方法，它具有推理简单、所导出的测井解释公式绝大多数都是适宜于计算机求解的线性公式、便于记忆和应用等优点。

下面以泥质砂岩为例，来说明岩石体积模型法的原理并导出相应的测井解释公式。

设泥质分散地充填在岩石的孔隙空间内（分散泥质），它不承受上覆岩层的压力，保存有较多的束缚水。沿井轴方向截取一块边长为 L、体积为 V 的立方泥质砂岩体，如图 6－9（a）。由于岩石骨架（泥质和孔隙水以外的其他固体矿物）、泥质及孔隙水这三者之间存在着较明显的物性差异，为了研究这三种组分对测井值的贡献，我们把它们分别集中起来，便得到如图 6－9（b）所示的等效体积模型。

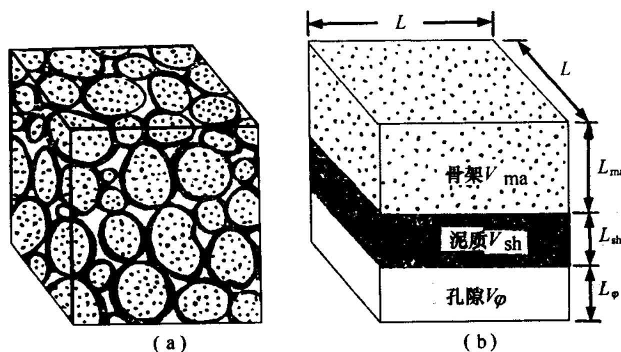


图 6－9　泥质砂岩地层的体积模型

（a）泥质砂岩；（b）等效体积模型

若岩石骨架体积、泥质体积、孔隙体积（孔隙中充满了地层水）分别用 V_{ma}、V_{sh} 及 V_{φ} 表示，显然有

$$V = V_{ma} + V_{sh} + V_{\varphi}$$

$$L = L_{ma} + L_{sh} + L_{\varphi}$$

那么，包括分散泥质在内的地层总孔隙度为

$$\varphi_z = \frac{V_{\varphi}}{V} + \frac{V_{sh}}{V} = \varphi_c + V'_{sh} \tag{6-39}$$

式中　φ_c 为有效孔隙度；$V'_{sh} = V_{sh}/V$ 为泥质的相对体积含量。

现在根据图 6－9 所示的泥质砂岩的体积模型来导出其测井解释的基本公式。

1. 密度测井

密度测井测量的是散射伽马射线的强度，散射伽马射线强度反映了地层的电子密度。因此，经过刻度后，密度测井可以直接测得地层的体积密度。

由泥质砂岩的体积模型可知，泥质砂岩的重量 G 应等于岩石骨架的重量 G_{ma}、泥质的重量 G_{sh} 及孔隙水的重量 G_f 之和，即

$$G = G_{ma} + G_{sh} + G_f$$

而

$$G = V \cdot \rho_b, G_{ma} = V_{ma} \cdot \rho_{ma}$$

$$G_{sh} = V_{sh} \cdot \rho_{sh}, G_f = V_{\varphi} \cdot \rho_f$$

其中：ρ_b 为密度测井值；ρ_{ma}、ρ_{sh} 及 ρ_f 分别为岩石骨架密度、泥质密度及孔隙水密度。

因此有

$$\begin{aligned} V \cdot \rho_b &= V_{ma} \cdot \rho_{ma} + V_{sh} \cdot \rho_{sh} + V_{\varphi} \cdot \rho_f \\ &= (V - V_{\varphi} - V_{sh})\rho_{ma} + V_{sh} \cdot \rho_{sh} + V_{\varphi} \cdot \rho_f \end{aligned}$$

最后得到：

$$\rho_b = (1 - \varphi_c - V'_{sh})\rho_{ma} + V'_{sh} \cdot \rho_{sh} + \varphi_c \cdot \rho_f \tag{6-40}$$

式中：$V'_{sh} = V_{sh}/V$ 为泥质的相对体积含量；$\varphi_c = V_{\varphi}/V$ 为有效孔隙度。

(6-40) 式便是用体积模型法导出的泥质砂岩的密度测井解释基本公式。实际上，这个公式不仅适用于泥质砂岩；而且也适用于其他泥质地层。

2. 声速测井

声波速度测井，简称声速测井，是测量滑行波沿井壁地层传播单位距离所需要的时间 Δt（称为声波时差）。声波时差与地层的声波速度之间是简单的倒数关系。设泥质砂岩是经过压实的，可以认为声波在岩石中是直线传播。这样，滑行波在泥质砂岩中的传播时间 t 应等于滑行波在岩石骨架中的传播时间 t_{ma}、在泥质中的传播时间 t_{sh} 以及在孔隙水中的传播时间 t_f 之和，即有

$$t = t_{ma} + t_{sh} + t_f$$

若岩石骨架的声波速度为 v_{ma}、泥质的声波速度为 v_{sh}、孔隙水的声波速度为 v_f，则上式可写成

$$\frac{L}{v} = \frac{L_{ma}}{v_{ma}} + \frac{L_{sh}}{v_{sh}} + \frac{L_{\varphi}}{v_f}$$

或

$$\frac{1}{v} = \frac{L_{ma}}{L}\frac{1}{v_{ma}} + \frac{L_{sh}}{L}\frac{1}{v_{sh}} + \frac{L_{\varphi}}{L}\frac{1}{v_f}$$

最后得到：

$$\Delta t = (1 - \varphi_c - V'_{sh})\Delta t_{ma} + V'_{sh}\Delta t_{sh} + \varphi_c \Delta t_f \tag{6-41}$$

式中：$\varphi_c = V_{\varphi}/V$ 为有效孔隙度；$V'_{sh} = V_{sh}/V$ 为泥质的相对体积含量；Δt 为声速测井值（声波时差）；Δt_{ma}、Δt_{sh} 及 Δt_f 分别为岩石骨架的声波时差、泥质的声波时差及孔隙水的声波时差。

(6-41) 式是用体积模型法导出的泥质砂岩声速测井解释基本公式，这个公式同样适用于经过压实的其他泥质地层。

3. 中子测井

常用的中子测井为中子–热中子测井和中子–超热中子测井。中子–热中子测井是记录热中子密度，而中子–超热中子测井则是记录超热中子密度。地层的热中子密度和超热中子密度的分布，主要取决于地层的含氢量。因此，中子测井值主要反映了地层含氢量的大小。地层的含氢量用含氢指数 φ_N 来表示。如果以单位体积纯水的含氢量为 1，那么单位体积岩石的含氢量即是地层的含氢指数。

由泥质砂岩的体积模型可知，体积为 V 的泥质砂岩的含氢量 H，应等于岩石骨架的含氢量 H_{ma}、泥质的含氢量 H_{sh} 及孔隙水的含氢量 H_f 之和，即有

$$H = H_{ma} + H_{sh} + H_f$$

设 φ_N、φ_{ma}、φ_{sh}、φ_f 分别代表泥质砂岩的含氢指数（测井值）、岩石骨架的含氢指数、泥质的含氢指数及孔隙水的含氢指数，则上式可得：

$$V\varphi_N = V_{ma}\varphi_{ma} + V_{sh}\varphi_{sh} + V_{\varphi}\varphi_f$$

最后得到

$$\varphi_N = (1 - \varphi_c - V'_{sh})\varphi_{ma} + V_{sh}\varphi_{sh} + \varphi_c\varphi_f \tag{6-42}$$

（6–42）式是用体积模型法导出的泥质砂岩中子测井解释基本公式。这个公式同样适用于其他泥质地层。

以上导出的（6–40）、（6–41）、（6–42）式是对泥质地层进行测井资料数字处理的基本方程式。当泥质的相对体积含量为零时，这些公式便转变成不含泥质的纯地层的解释公式。从这些公式可以看出，要从这些公式中解出待求的地质参数（岩石骨架的体积含量、泥质的体积含量及孔隙度），除了测井值（ρ_b、Δt、φ_N）可以从相应的测井曲线上读得外，还需要知道岩石骨架、泥质及孔隙水的一些参数，如 ρ_{ma}、ρ_{sh}、ρ_f、Δt_{ma}、Δt_{sh}、Δt_f、φ_{ma}、φ_{sh}、φ_f 等。这些参数统称为地层参数。尽管在实验室内对各种常见岩石的地层参数都做过精密的测定，都有理论值；但在进行数字处理时，仍需结合工作地区的情况进行地层参数的选择试验，以确保处理的效果良好。

（二）单矿物地层的岩性分析

所谓单矿物地层，是指岩石骨架成分中仅有一种矿物的地层。例如，假定所研究的地层为含泥质的砂岩，地层骨架矿物为石英，在岩石的孔隙中充满了地层水。现在，我们用两种孔隙度测井（在现代测井分析技术中，称密度测井、声速测井、中子测井为孔隙度测井。因为这些测井的读数均与地层的孔隙度有关）来确定所研究地层的砂质、泥质的体积分数（%）及孔隙度。

1. 利用中子–密度交会图进行岩性分析

如图 6–10 所示，如果以中子测井值为横坐标，以密度测井值为纵坐标，使可以对泥质砂岩作出一张中子–密度交会图版。在这张交会图版上，三角形的三个顶点分别为“骨架点”、“泥岩点”和“水点”。这三点构成一个岩性三角形，岩性三角形的三个顶点的坐标，是由已知的地层参数来确定的。在图 6–10 中，它们的数值为

骨架点：$\varphi_{ma} = 0$，$\rho_{ma} = 2.65\ g \cdot cm^{-3}$

泥岩点：$\varphi_{sh} = 50$，$\rho_{sh} = 2.45\ g \cdot cm^{-3}$

水　点：$\varphi_f = 100$，$\rho_f = 1.0\ g \cdot cm^{-3}$

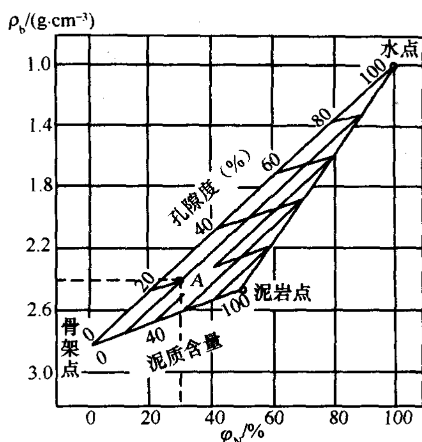


图 6-10　用中子-密度交会图版确定砂质、泥质的体积分数（%）及孔隙度

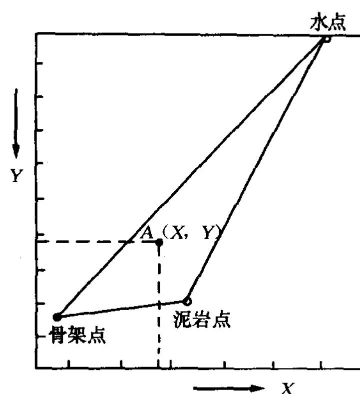


图 6-11　利用两种孔隙度测井交会图确定单矿物地层的成分及孔隙度

由体积模型法导出的测井解释公式（6-40）、（6-42）可知，测井值与岩石成分的体积含量或孔隙度之间是线性关系。因此，在交会图上确定了三个顶点位置之后，便可以在三个顶点连线上进行线性等距划分，作出如图 6-10 所示的泥质含量及孔隙度的线性刻度。

当使用交会图版来确定泥质砂岩的砂质、泥质的体积含量及孔隙度时，首先要根据解释层的中子测井读数 φ_N 和密度测井读数 ρ_b 在交会图上确定出一个交会点，如图 6-10 中的 A 点。该点的 $\varphi_N=29\%$，$\rho_b=2.42\ g\cdot cm^{-3}$。然后用线性插值法可求出该地层的孔隙度 $\varphi=20\%$，泥质的体积含量 $V'_{sh}=19.5\%$；而砂质的体积含量则为 $V'_{sd}=[100-(20+19.5)]\%=60.5\%$。

2. 利用两种孔隙度测井进行岩性的计算机分析

为了使求解具有通用性，我们用 X 和 Y 来代表两种孔隙度测井。它们可以是三孔隙度测井（密度测井、声速测井及中子测井）中任意两种测井的组合。

在 $X-Y$ 交会图上，根据骨架点、泥岩点、水点的已知坐标，可以建立起一个岩性三角形，如图 6-11 所示。岩性三角形的三个顶点的坐标为

水　点：(X_1, Y_1)；

泥岩点：(X_2, Y_2)；

骨架点：(X_3, Y_3)。

显然，对于任一饱和含水的泥质砂岩，它的 X 和 Y 两种孔隙度测井值所确定的交会点 (X, Y) 必然会落在该岩性三角形所包围的范围之内。现在的问题是要确定岩性三角形内任意一点处的孔隙度、泥质体积含量及砂质体积含量。

设 $V_1=\varphi$，$V_2=V'_{sh}$，$V_3=V'_{sd}$。根据体积模型法导出的孔隙度测井解释公式，可写出：

$$\left.\begin{aligned} Y &= V_1Y_1+V_2Y_2+V_3Y_3 \\ X &= V_1X_1+V_2X_2+V_3X_3 \\ 1 &= V_1+V_2+V_3 \end{aligned}\right\} \quad (6-43)$$

在这个方程组中，第三个方程称为物质平衡方程。现在有三个方程式，而未知量（V_1，V_2，V_3）的个数与方程式的个数相等，因此解此线性方程组便可求出三个待求的未知量。

根据解线性方程组的克莱姆法则，可以把线性方程组（6－43）化为如下形式：

$$\left.\begin{aligned} V_1 &= A_1Y + B_1X + C_1 \\ V_2 &= A_2Y + B_2X + C_2 \\ V_3 &= 1 - (V_1 + V_2) \end{aligned}\right\} \tag{6-44}$$

式中：A_1、B_1、C_1 及 A_2、B_2、C_2 是已知系数，称为交会三角形系数，它们仅取决于交会三角形的三个顶点的坐标：

$$\left.\begin{aligned} A_1 &= \frac{X_2 - X_3}{-D'};A_2 = \frac{X_1 - X_3}{D'} \\ B_1 &= \frac{Y_2 - Y_3}{D'};B_2 = \frac{Y_1 - Y_3}{-D'} \\ C_1 &= \frac{Y_3X_2 - Y_2X_3}{D'};C_2 = \frac{X_1Y_3 - X_3Y_1}{-D'} \end{aligned}\right\} \tag{6-45}$$

其中：

$$D' = (X_1 - X_3)(Y_2 - Y_3) - (X_2 - X_3)(Y_1 - Y_3)$$

在程序设计中，按以下步骤进行运算。

1）首先根据给定的交会三角形三个顶点的坐标（X_1，Y_1；X_2，Y_2；X_3，Y_3）按（6－45）式计算出交会三角形系数 A_1、A_2、B_1、B_2 及 C_1、C_2。

2）然后将采样点的测井值（X 及 Y）和交会三角形系数代入（6－44）式，求得孔隙度 $V_1 = \varphi$、泥质的体积含量 $V_2 = V'_{sh}$及砂质的体积含量 $V_3 = V'_{sd}$。

3）输入下一个采样点的测井值（X，Y），重复步骤 2），继续运算，直到解释井段处理完毕为止。

4）调用绘图程序，根据计算结果绘出岩性分析成果图。

（三）泥质地层的电测井解释方程体积模型

1. *层状泥质砂岩的电阻率公式。*

这类岩性的电阻可看成泥质与纯砂岩部分的电阻并联之和，其体积模型如图 6－12 所示。

设整个地层横截面积为 A，体积为 V，电阻为 r，电阻率为 R_t；泥质部分的电阻为 r_1、电阻率为 R_{sh}、体积为 V_1；纯砂岩部分的孔隙度为 φ_{sd}，体积为 V_2、电阻为 r_2、电阻率为 R_{sd}，则：

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2}$$

$$\frac{1}{R_t \dfrac{L}{A}} = \frac{1}{R_{sh} \dfrac{L}{A_1}} + \frac{1}{R_{sd} \dfrac{L}{A_2}}$$

$$\frac{A \cdot L}{R_t} = \frac{A_1 \cdot L_1}{R_{sh}} + \frac{A_2 \cdot L}{R_{sd}} = \frac{V_1}{R_{sh}} + \frac{V_2}{R_{sd}}$$

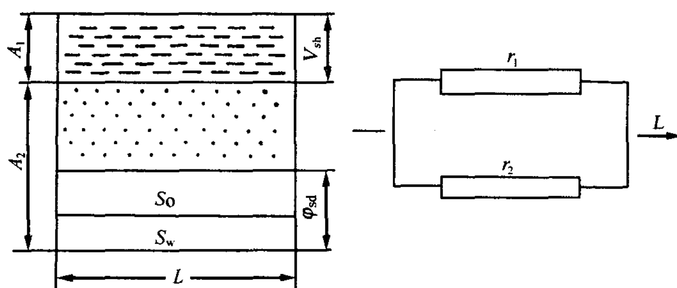


图6－12　层状泥质砂岩模型及等效电路

$$\frac{1}{R_t}=\frac{V_{sh}}{R_{sh}}+\frac{(1-V_{sh})}{R_{sd}} \tag{6-46}$$

对纯砂岩部分，应用阿尔奇公式得：

$$\frac{R_{sd}}{F\cdot R_w}=\frac{1}{S_w^2},F=\frac{a}{\varphi_{sd}^m},\varphi=\varphi_{sd}(1-V_{sh})$$

经整理得：

$$R_{sd}=\frac{aR_w(1-V_{sh})^m}{S_w^2\varphi^m}$$

把该式代入式（6－46）得：

$$\frac{1}{R_t}=\frac{V_{sh}}{R_{sh}}+\frac{S_w^2\varphi^m}{a\cdot R_w(1-V_{sh})^{m-1}} \tag{6-47}$$

（6－47）式即为层状泥质砂岩的电阻率方程。

2. 分散泥质、混合泥质等泥质砂岩电阻率公式

$$\frac{1}{R_t}=\frac{V_{sh}\cdot S_w}{R_{sh}}+\frac{\varphi^m\cdot S_w^2}{a\cdot R_w(1-V_{sh})^{m-1}} \quad \text{混合泥质} \tag{6-48}$$

$$S_w=\sqrt{\frac{0.81\cdot R_w}{R_t\cdot\varphi^2}+\left(\frac{AV_{sh}}{R_{sh}}\right)^2}+\frac{AV_{sh}}{2\varphi} \quad \text{分散泥质} \tag{6-49}$$

还有常用的 Simandoux 公式：

$$S_w=\left[-\frac{V_{sh}}{R_{sh}}+\sqrt{\left(\frac{V_{sh}}{R_{sh}}\right)^2+\frac{5\varphi^2}{R_t\cdot R_w}}\right]\frac{0.4R_w}{\varphi^2} \tag{6-50}$$

等等。

如果求冲洗带含水饱和度，只需变化一下参数，照样可用电阻率公式形式。变换的参数如下：$R_w\to R_{mf}$，$R_t\to R_{xo}$，$R_{sh}\to R_{sh\,xo}$，$R_{cl}\to(R_{cl})_{xo}$，$S_w\to S_{xo}$。如式（6－48）应用于冲洗带，有

$$\frac{1}{R_{xo}}=\frac{V_{sh}\cdot S_{xo}}{(R_{sh})_{xo}}+\frac{\varphi^m\cdot S_{xo}^2}{R_{mf}} \quad \text{即可。}$$

3. 韦克斯曼－史密茨模型（W－S 模型）

W－S 模型认为泥质砂岩的导电性就像具有相同的孔隙度、孔隙几何参数（m，n）及流体饱和度的纯净砂岩一样，并且认为这种导电性是粘土颗粒吸附的可交换阳离子与地

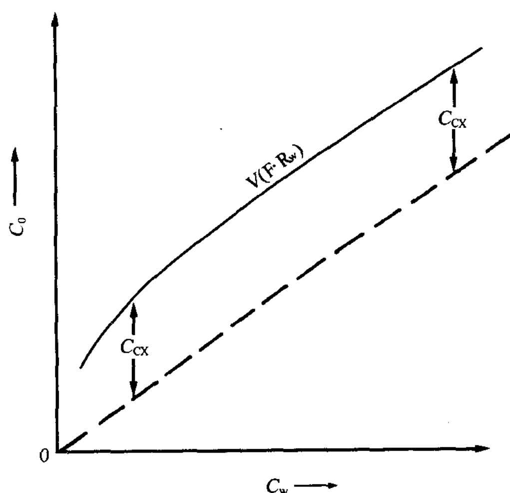


图 6－13　含水泥质砂岩电导率 C_0 与地层水电导率 C_w 的关系
实线为泥质砂岩电导率曲线；
虚线为对应的纯砂岩的电导率曲线

层孔隙空间中的自由电解液并联导电的结果。图 6－13 给出 100% 饱和 NaCl 水溶液的岩样电导率 C_0 与饱和岩样的平衡溶液电导率 C_w 之间的关系。

从图中可以看出，泥质砂岩的电导率比对应的纯砂岩高，这说明泥质有附加导电性。此外，当地层水电导率 C_w 比较高时，泥质砂岩的电导率与对应的纯砂岩电导率之差 C_{ex} 保持不变。按着并联导电观点，含水泥质砂岩的电导率为

$$C_0 = XC_{ex} + YC_w \qquad (6-51)$$

式中：C_0，C_{ex}，C_w 分别为含水泥质砂岩、粘土交换阳离子和自由电解液的电导率；X、Y 为适当的几何常数，表征导电路径几何形状的影响。

当 $C_{ex}=0$ 时，式（6－51）变为 $C_0=YC_w$。此时应为含水纯砂岩的解释关系式。根据含水纯砂岩的阿尔奇公式得

$$C_0 = \frac{C_w}{F'} \qquad (6-52)$$

式中：F' 为总孔隙度（φ_t）与泥质砂岩相等的纯砂岩地层因素。

$$F = \frac{a}{\varphi_t^m} \qquad (6-53)$$

式中：m 为胶结指数。

比较 $C_0=Y\cdot C_w$ 和 $C_0=\frac{C_w}{F'}$ 得：

$$Y = \frac{1}{F'}$$

由于交换阳离子导电路径的几何形状几乎与自由电解液完全相同，则

$$X = Y = \frac{1}{F'}$$

将该式代入式（6－51），得：

$$C_0 = \frac{1}{F'}(C_{ex} + C_w) \qquad (6-54)$$

因为 $C_{ex}=BQ_V$，公式（6－54）可写成：

$$C_0 = \frac{1}{F'}(BQ_V + C_w) \qquad (6-55)$$

式中：B 为粘土颗粒表面可交换阳离子的当量电导率，对 Na^+（25℃时）来说，$B=3.83\,(1-0.83e^{-0.5C_w})$，单位为 $\Omega\cdot cm^3/(mg\cdot m)$；$Q_V$ 为单位孔隙体积阳离子交换容量，mg/cm^3。

对于含油气泥质砂岩地层，油气进入孔隙空间，代替了一部分自由水，与粘土有关的

可交换阳离子在剩余的水中更为集中。因此，可设含油气泥质砂岩阳离子交换的有效容量 Q'_V 与该地层完全含水时的阳离子交换容量 Q_V 和含水饱和度 S_{wt} 有关，即 $Q'_V=\frac{Q_V}{S_{wt}}$。类似式（6－55），可得含油气泥质砂岩对应的完全含水泥质砂岩的电导率 C'_0 公式如下：

$$C'_0=\frac{1}{F'}\left(\frac{BQ_V}{S_{wt}}+C_w\right) \tag{6-56}$$

即

$$C_t=\frac{S_{wt}^{n'}}{F'}\left(\frac{BQ_V}{S_{wt}}+C_w\right) \tag{6-57}$$

式中：C_t 为含油气泥质砂岩的电导率；n′为饱和度指数。

式（6－57）即为 W－S 模型确定含油气泥质砂岩的总含水饱和度的电导率方程。

4. 双水模型（D－W 模型）

克莱维尔（Clavier）等人进一步分析了 W－S 模型和粘土水化作用，认为 W－S 模型不能说明粘土水化的排盐作用，又忽略了粘土表面聚集（Na^+）阳离子形成的扩散层具有一定的厚度。为了改进 W－S 模型，克莱维尔等人提出了双水模型，该模型认为泥质砂岩孔隙中含有两部分水：粘土水（或称结合水）和自由水（或称远水），这就是双水的概念。粘土水指的是附着在粘土颗粒表面上的不能自由流动的那一层很薄的水膜中的水；自由水，是相对粘土水而言的，指的是储存在地层孔隙空间内，并与颗粒表面有一定距离的那一部分孔隙水。在粘土水中，聚集了大量可交换的阳离子（Na^+），但不含阴离子（Cl^-），不含盐，其导电过程是一种阳离子交换过程。自由水的导电特性与普通地层水一样，从水力学性质看它不一定都是可动的。D－W 模型认为任何一种含有泥质的地层，除了水的电导性与按其含量计算的导电性不一样以外，其他性质都和孔隙度、弯曲度、流体含量相同的纯地层一样。对含水的泥质地层来说，从电学观点来看，其地层水可以看成是由“粘土水”和“自由水”两种水组成的。泥质砂岩的总导电特性是总孔隙中的自由水和粘土水并联电导的结果；而地层的骨架和干泥质可以认为不导电，对地层的导电不做贡献。据此，我们给出含油气泥质砂岩地层的体积模型，如图 6－14 所示。

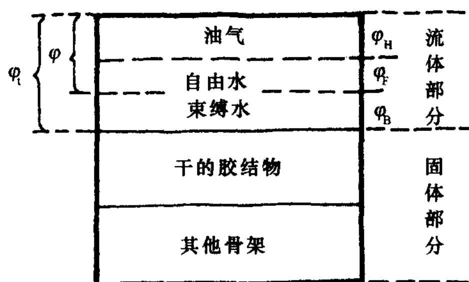


图 6－14　含油气泥质砂岩地层的体积模型

根据体积模型可得：

$$\begin{cases} S_{wt}=\dfrac{\varphi_F+\varphi_B}{\varphi_t} \\ S_{wb}=\dfrac{\varphi_B}{\varphi_t} \\ \varphi=\varphi_F+\varphi_H \\ S_{wf}=\dfrac{\varphi_F}{\varphi_t} \\ \varphi_t=\varphi_F+\varphi_B+\varphi_H \end{cases} \tag{6-58}$$

式中：S_{WB}、S_{WF}分别表示地层的结合水饱和度和自由水饱和度；φ_B、φ_F、φ_H 分别代表结合水孔隙度、自由水孔隙度和油气孔隙度。

设自由水电导率为 C_{WF}，结合水电导率为 C_{WB}，结合水和自由水混合水的电导率为 C_{WM}，地层电导率为 C_t，则由阿尔奇公式知：

$$C_t = (S_{wt}\varphi_t^2) \cdot C_{WM} \tag{6-59}$$

根据双水模型概念，C_{WM}可用 C_{WB}和 C_{WF}的并联公式确定，即

$$C_{WM}(\varphi_B + \varphi_F) = \varphi_B \cdot C_{WB} + \varphi_F \cdot C_{WF}$$

两边同时除以 φ_t，整理得：

$$C_{WM} = \frac{S_{WB} \cdot C_{WB} + (S_{wt} - S_{WB})C_{WF}}{S_{wt}} \tag{6-60}$$

将式（6－60）代入式（6－59）得：

$$C_t = \varphi_t^2[S_{WB} \cdot C_{WB} + (S_{wt} - S_{WB})C_{WF}] \cdot S_{wt} \tag{6-61}$$

式（6－61）即为含油气泥质砂岩地层按双水模型推导的确定总含水饱和度的电导率方程。

5. S－B 模型

S－B 模型使用了可变平衡离子当量电导和双水的概念，因此它综合了 W－B 和 D－W 模型的突出特点。此外，该模型还认为平衡离子当量电导随扩散双电层的延伸程度而改变，因此它是温度和地层水电导率的函数。S－B 模型假定泥质砂岩的导电特性与具有相同总孔隙度和孔道弯曲度、孔隙中所含水的有效电导率为 C_{we}的纯砂岩的导电特性相同。C_{we}是扩散双电层影响下的液体与自由平衡溶液的有效贡献总和，C_{we}的表达式为

$$C_{we} = (C_{eq}^+ n^+)V_{fDL} + (1 - V_{fDL})C_w \tag{6-62}$$

式中：C_w 为平衡溶液电导率，S/m；C_{eq}^+为双电层溶液中平衡离子当量电导率，S/m（mg/cm^3）；V_{fDL}为双电层溶液所占体积，小数；n^+为双电层内平衡离子浓度，mol/L。

不管双电层延伸程度如何，在双电层影响范围内溶液的离子浓度 n^+可表示为

$$n^+ = \frac{Q_V}{V_{fDL}} \tag{6-63}$$

式中：Q_V 为每单位总孔隙体积的有效平衡离子浓度，mg/cm^3。将式（6－63）代入式（6－62）得：

$$C_{we} = C_{eq}^+ Q_V + (1 - V_{fDL})C_w \tag{6-64}$$

与纯砂岩地层类似，完全含水的泥质砂岩电导率 C_0 为

$$C_0 = \frac{C_{we}}{F_e} \tag{6-65}$$

式中：F_e 为具有相同总孔隙度 φ_t 的等效纯砂岩地层的地层因素。

$$F_e = \varphi_t^{-m_e} \tag{6-66}$$

将式（6－64）代入式（6－66），得出饱和含水泥质砂岩 S－B 模型的电导率方程：

$$C_0 = \frac{C_{eq}Q_V + (1 - V_{fDL})C_w}{F_e} \tag{6-67}$$

在含油气的泥质砂岩中，根据阿尔奇公式可以写出含油气泥质砂岩地层的电导率 C_t

$$C_t = \frac{S_{eq}^{n_e} C'_{we}}{F_e} \tag{6-68}$$

式中：S_{wt}为总含水饱和度，小数；n_e为等效纯砂岩地层的饱和度指数；C'_{we}为含油气泥质砂岩的等效地层水电导率，S/m。

类似于C_{we}的表达式，可得C'_{we}的表达式：

$$C'_{we} = C_{eq}^{+'} Q'_V + (1 - V'_{fDL}) C_w \tag{6-69}$$

在油气层中，Q'_V与此地层饱含水时的平衡离子浓度和油气层的含水饱和度有关，并且随S_{wt}降低而增大，即

$$Q'_V = \frac{Q_V}{S_{wt}} \tag{6-70}$$

而

$$V_{fDL} = \frac{V_u F_{DL} Q_V}{S_{wt}} \tag{6-71}$$

式中：V_u为单位体积粘土平衡离子的粘土水体积，小数；F_{DL}为双电层扩展因子。

把式（6－70）和式（6－71）代入式（6－69）得：

$$C'_{we} = C_{eq}^{+'} \frac{Q_V}{S_{wt}} + \left(1 - \frac{V_u F_{DL} Q_V}{S_{wt}}\right) C_w \tag{6-72}$$

将式（6－72）代入式（6－68），得出含油气地层的S－B模型电导率方程：

$$C_t = \frac{S_{wt}^{n_e}}{F_e}\left[C_{eq}^{+'} \frac{Q_V}{S_{wt}} + \left(1 - \frac{V_u F_{DL} Q_V}{S_{wt}}\right) C_w\right] \tag{6-73}$$

将$C_t = \frac{1}{R_t}$，$C_w = \frac{1}{R_w}$代入式（6－73），得：

$$S_{wt} = \left[\frac{F_e \cdot R_w}{R_t} - S_{wt}^{n_e - 1} \cdot Q_V (C_{eq}^{+'} R_w - V_u \cdot F_{DL})\right]^{\frac{1}{n_e}} \tag{6-74}$$

式（6－74）即为确定含油气泥质砂岩地层含水饱和度的S－B模型。

第二节　复杂地质条件的解释

一、复杂岩性储层的测井解释

（一）复杂岩性储层的地质特点

1. 碳酸盐岩储集层

碳酸盐岩是水化学沉积岩，通常沉积的厚度较大，岩性较纯，致密坚硬，原生孔隙度小，测井上的响应是以其孔隙度的大小与物理参数对应。例如，小于2%孔隙度的碳酸盐岩，各条测井曲线接近方解石的骨架值；密度达2.7g/cm^3；中子孔隙度接近零；Δt接近180μs/m；电阻率上千欧·米以上；井径接近钻头直径；GR很低；自然电位由于在井壁形成不了回路，用SP难以分辨岩性。这种岩层不具备储集性质。孔隙度大于3%时，性质就完全不同了。这时有次生孔隙存在，改变了岩石的储集性质，岩石的各种物理性质也发生了变化。具有储集性质以后，电阻率降低了，有较低的自然伽马；中子伽马、密度和中子孔隙度都较高，声波时差较高。这些相对数值是对致密的碳酸盐岩而言。虽然碳酸盐

岩很致密，由于它的化学性质不稳定，很容易发生次生变化，形成次生孔隙、裂缝和溶洞，也容易形成白云岩化的储集层。因为镁离子替换钙离子后，方解石矿物转变成白云石，白云岩的岩性比石灰岩还致密，密度加大体积缩小了12%左右。对同样的宏观体积，孔隙度增加了，具有了储集性。另外，无论是碳酸钙还是碳酸镁，岩性都比较坚硬不易变形，在构造的发育部位易形成裂缝和破碎带，也容易形成具有储集性质的岩性。白云岩储集层测井曲线特征与石灰岩一样，具有低电阻、低自然伽马、低中子伽马、低密度、高时差、高中子孔隙度等特点。图6－15有中子和密度孔隙度测井系列碳酸盐岩储集层的实例。

2. 膏盐剖面储集层

膏盐剖面主要是由蒸发岩矿物，如盐岩、石膏等组成。它的各种矿物密度和致密程度不等，盐岩骨架密度2.2 g/cm^3、石膏2.35 g/cm^3、硬石膏2.98 g/cm^3、天然碱2.12 g/cm^3、镁钙盐1.68 g/cm^3、钾盐2.0 g/cm^3。它们原生孔隙很小，单一蒸发岩矿物较纯，声波时差的数值比较大，硬石膏164 μs/m、石膏171 μs/m、盐岩220 μs/m。含钾盐的杂卤石和钾镁矾石的密度在2.80～2.13 g/cm^3之间，时差也比较大。这类蒸发盐岩的自然伽马数值高，自然伽马能谱中的钾含量高；井径扩大，电阻率受井径影响。这种测井剖面主要是用来寻找钾盐。

3. 超低孔隙度的砂岩

当碎屑岩地层比较老，埋藏深时；由于地温高、压力大，有些胶结物重新结晶，岩石部分变质。孔隙度小于6%，地层的密度有的超过2.68g/cm^3；不能用一般碎屑岩的方法解释。中子孔隙度和地层真孔隙度已变成非线性变化，需要另寻新的解释方法。这类地层测井曲线形状与泥岩相似，但电阻率数值很高，各曲线显示的孔隙度很低。这类地层由于承压大、失水多，粘土含水量低；所以泥岩的密度大、电阻率也很高。

4. 低电阻率油气层

这类油气层电阻率有时低于水层和围岩，主要是由于储集层的孔隙发育，束缚水饱和度高，不能用常规解释方法，也算复杂岩性储层。

（二）复杂岩性储层的测井响应

1. 声波时差测井

时差测井是测量井壁附近滑行波传播的时间差，忽略发射探头的几何形状。它把柱面波近似看成点声源的球面波，忽略界面的传播效应。实际声波时差只与粒间和晶间孔隙有关。怀利公式的适用范围是孔隙度在8%～35%之间，复杂岩性通常是超出了它的线性范围，所以需另寻途径。对于碎屑岩的复杂岩性可用声波地层因素；对于孔隙均匀的其他岩类也可应用此式，如鲕状或针孔状石灰岩。对于以次生孔隙为主的岩性不适用。公式应用范围是在孔隙度在2%～50%。

2. 密度测井

根据体积模型可以写出复杂岩性密度测井的响应方程，但骨架值很难确定。再一个问题是必须考虑地质条件和井径、井壁不规则影响。

3. 中子孔隙度测井

在孔隙度小于10%时，超出了中子孔隙度方程的线性范围，需要进行非线性拟合处理。再就是考虑钻井周期、井眼塌垮和不规则等因素。

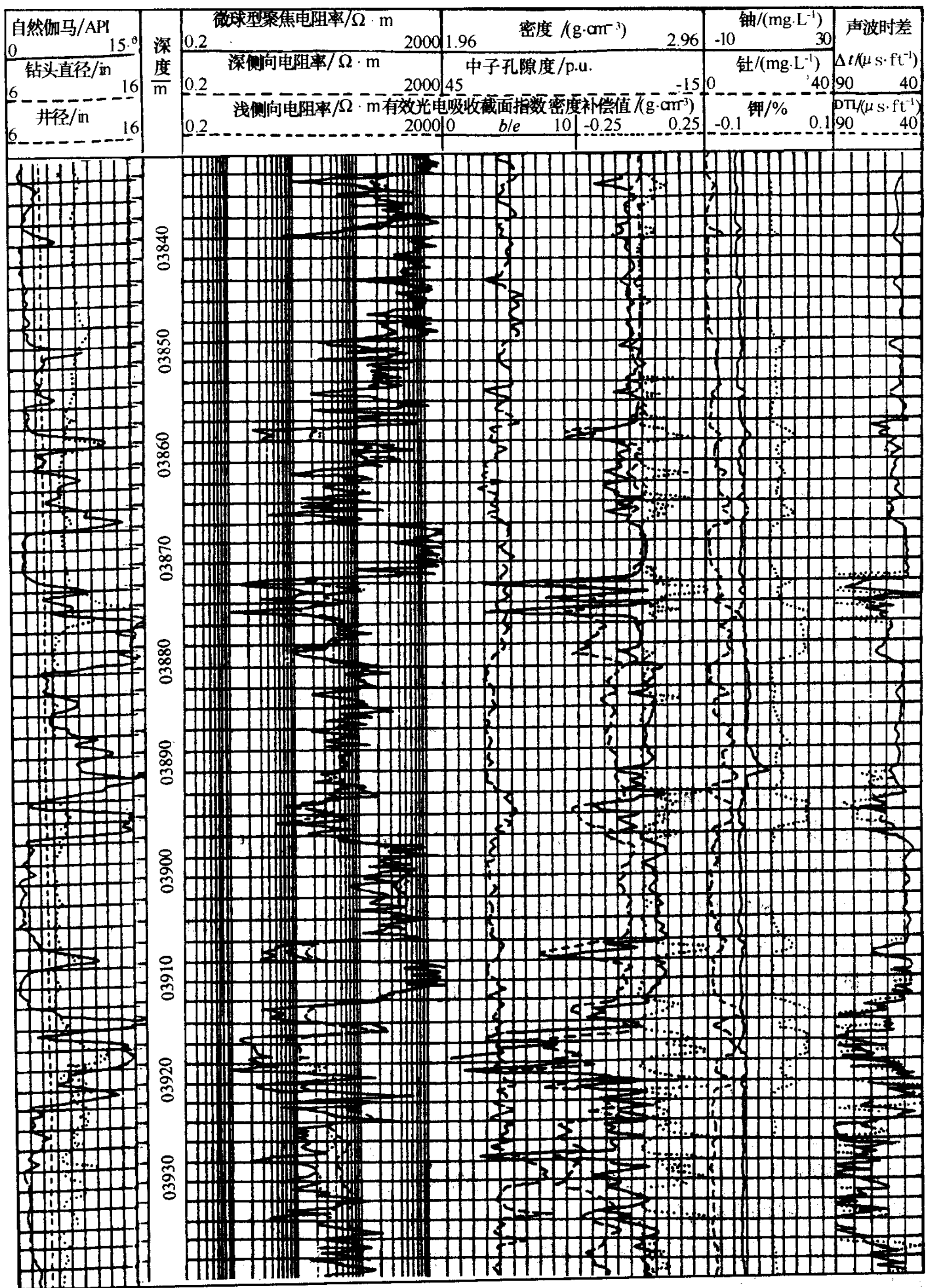


图 6－15 碳酸盐岩剖面的综合测井曲线特征图

1ft＝0.3048 m，1in＝2.54 cm

4. 电阻率测井

大多数复杂岩性地层由于总孔隙度低，电阻率都很高，有裂缝的地层深浅电阻率差别大。孔隙度指数超出了一般解释的范围。

5. 自然伽马测井

在不含放射性矿物的前提下，主要反映泥质含量。应用时还要考虑粘土矿物的化学成分。

6. 自然电位测井

碳酸盐岩剖面由于地层电阻率高，井内自然电场没有形成正常的自然电流回路，所以自然电位曲线是不好用的。

（三）解释方法

1. 井下声波电视法

通过照相记录，可以确定裂缝。

2. 深浅电阻率重叠法

3. 补偿密度测井的校正量法

由于裂缝有低密度的测井响应，也是只能判断裂缝。

4. 交会图法确定岩性和孔隙度

中子-密度交会图。图6－16是中子-密度测井交会图。图中的纵坐标是体积密度和按石灰岩刻度的密度视孔隙度，横坐标是按石灰岩刻度的中子测井视石灰岩孔隙度，它们均做过井眼校正。此图是在饱和盐水钻井液的纯地层中制作的，图中有四条按单一矿物绘制的纯岩石线；砂岩线代表由石英组成的平均骨架密度为2.65g/cm^3、孔隙度从0～40%的砂岩。

石灰岩线——由方解石组成的骨架为2.71g/cm^3，孔隙度从0～40%的石灰岩。

白云岩线——由白云石组成的骨架密度为2.87g/cm^3，孔隙度从0～40%的白云岩。

硬石膏线——代表骨架密度为2.98g/cm^{3}的硬石膏。

作图方法：纵横坐标刻度后，可作不同的岩性线。如砂岩线，先假设砂岩孔隙度$\varphi=0$，5%，10%，15%，20%，25%，30%，40%，饱和流体的中子、密度的测井值φ_{Nf}、ρ_f，然后将它们和砂岩的骨架密度，骨架中子值代入下式：

$$\varphi_N = \varphi_{Nf}\cdot\varphi + (1-\varphi)\varphi_{Nma}$$
$$\rho_b = \varphi\cdot\rho_b + (1-\varphi)\rho_{ma}$$

其中：$\rho_{ma}=2.65$g/cm^3，$\varphi_{Nma}=-0.05$，$\rho_f=1.1$g/cm^3，$\varphi_{Nf}=1.0$。分别算出不同孔隙度时的ρ_b和φ_N，点到图6－16的坐标系中，便可得到上述数值各点，将它们连续成线，此线即为纯砂岩的中子-密度关系线，再对相邻两点线性刻度。

同理，可得到石灰岩线、白云岩线和硬石膏线。由于φ_N是对石灰岩刻度的，所以只有石灰岩是线性变化的，其他岩性线都略有弯曲。该图版是对充满液体的纯地层制作的，对有油气或含泥质的地层要作相应校正。

5. 用曲线重叠法划分岩性及估计孔隙度

图6－17说明由密度-中子重叠划分岩性的实例和理想化显示。

6. $M-N$交会图

下面两个图说明了M和N的定义。图6－18所示。

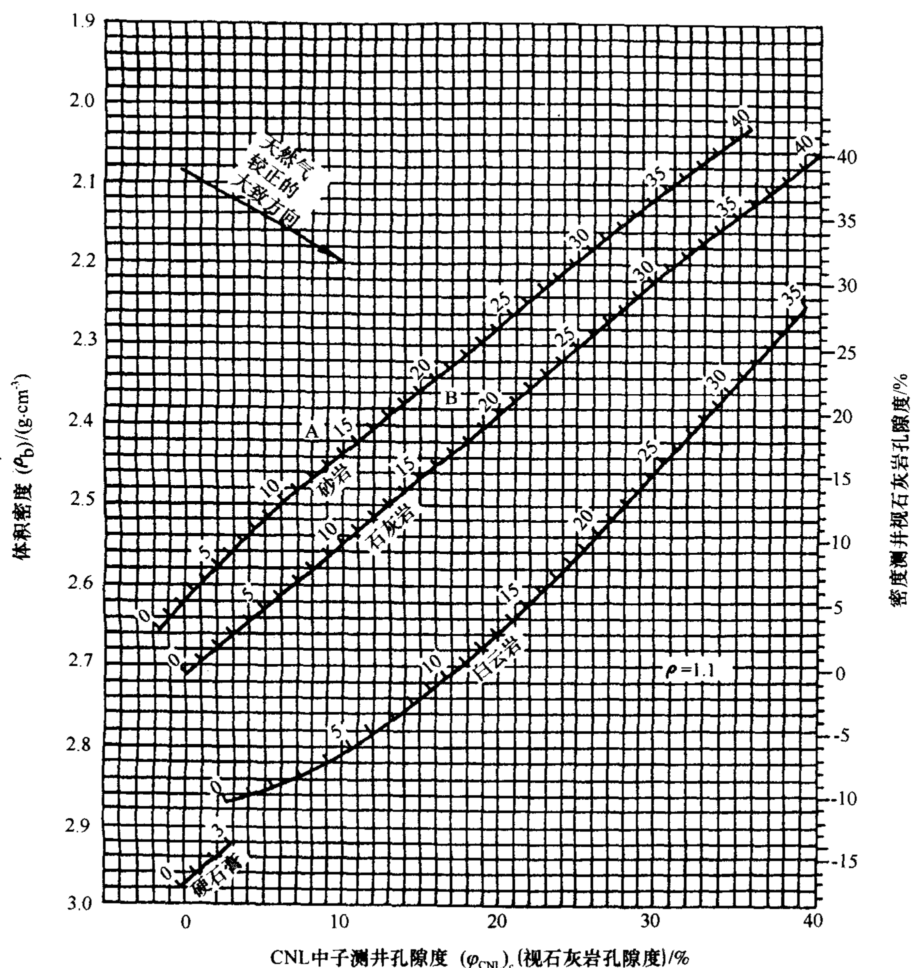


图 6-16　补偿中子-密度测井交会图解释图版（盐水钻井液）

在图上根据骨架和流体的参数确定出骨架点（$\varphi=0\%$）和流体点（$\varphi=100\%$），按含水纯地层体积物理模型解释公式，两点的连续代表着这种骨架成分组的 $\varphi=0\sim100\%$ 的所有这种地层的孔隙度变化；但该线的斜率不变，斜率的大小就是该种地层的岩石骨架岩性特征的反映。它们是一种和孔隙度无关而只和岩性有关的参数，为此把它们定义为 M，N 参数。即

$$M=\frac{\Delta t_f-\Delta t_{ma}}{\rho_{ma}-\rho_f}\times0.01=\frac{\Delta t_f-\Delta t}{\rho_b-\rho_f}\times0.01 \tag{6-75}$$

$$N=\frac{\varphi_{Nf}-\varphi_{Nma}}{\rho_{ma}-\rho_f}=\frac{\varphi_{Nf}-\varphi_N}{\rho_b-\rho_f} \tag{6-76}$$

其中的参数和前述相同，因数 0.01 是人为加入的，目的是使 M，N 数值大小相当，便于作图。

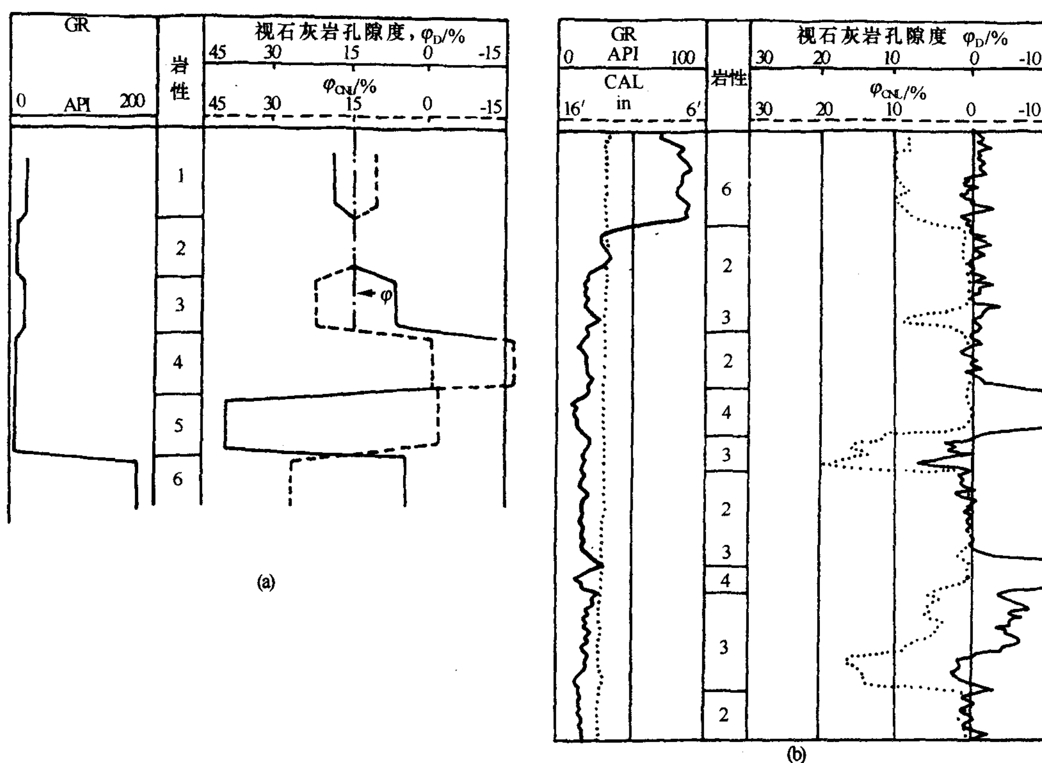


图 6－17　密度-补偿中子孔隙度曲线重叠划分岩性

（a）几种常见岩石的理想化显示；（b）应用实例；

1—砂岩；2—石灰岩；3—白云岩；4—硬石膏；5—岩盐；6—泥岩

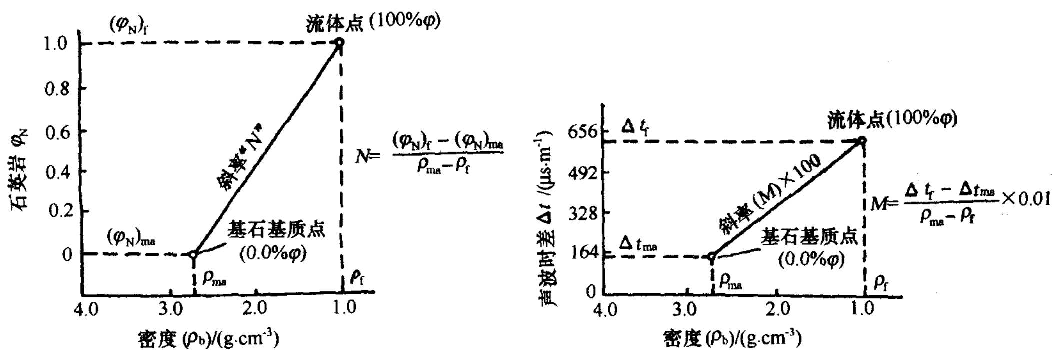


图 6－18　*M* 和 *N* 的定义

根据上述两公式及表6-5中的参数，可以计算出各种单矿物地层的M，N值，如表6-4所示。

表6-4　普遍岩石的M与N值

岩石	盐水钻井液（$\rho_f=1.1g\cdot cm^{-3}$）		淡水钻井液（$\rho_f=1g\cdot cm^{-3}$）	
	M	N	M	N
砂岩 $v_{mn}=5486m\cdot s^{-1}$	0.835	0.669	0.810	0.628
砂岩 $v_{mn}=5944m\cdot s^{-1}$	0.862	0.669	0.835	0.628
石灰岩	0.854	0.621	0.827	0.585
白云岩 $\varphi=5\%\sim30\%$	0.800	0.544	0.778	0.516
白云岩 $\varphi=1.5\%\sim5.5\%$	0.800	0.544	0.778	0.524
白云岩 $\varphi=0\sim1.5\%$	0.800	0.561	0.778	0.632
硬石膏 $\rho_{mn}=2.98g\cdot cm^{-3}$	0.718	0.532	0.702	0.505
石膏	1.064	0.408	1.015	0.378
盐石	1.269	1.032	1.16	0.914

据此可作出M、N解释图版，如图6-19所示。其解释原理为：

1）任意两个单矿物地层点连线，代表由这两种矿物构成的过渡岩性。

2）任意三种单矿物点构成的岩性三角形内，代表这三种矿物组成的混合岩性（此时具有多解性，要根据地区上的可能性判断）。

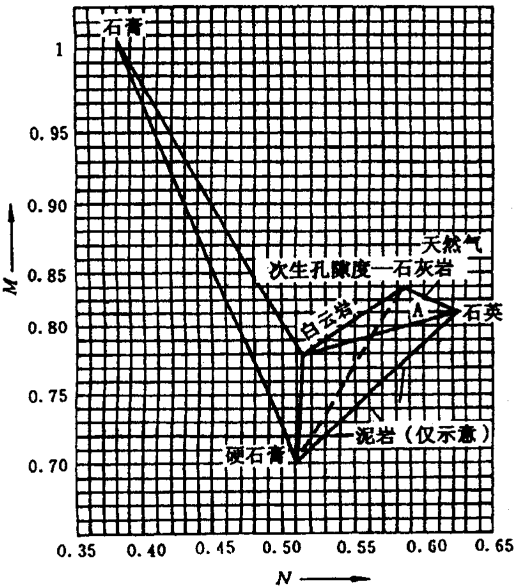


图6-19　$M-N$交会图解释图版
淡水钻井液，井壁中子

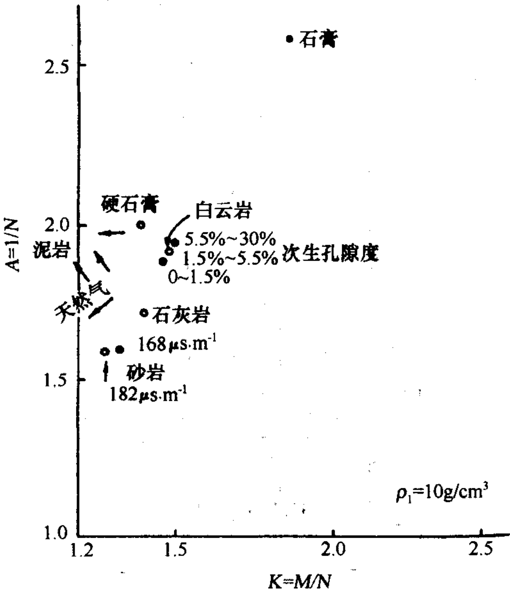


图6-20　$K-A$交会图

因为计算孔隙度和矿物成分采用双矿物法，实际应用中首先考虑由双矿物组成的两种岩性的情况。

因为钻井液类型和中子测井类型都与 M、N 值有较大的关系，在一定程度上受孔隙度影响，应用时应根据钻井液类型和中子测井类型分别制作图版。

7. $A-K$ 交会图

$M-N$ 交会图是定义固定流体，骨架不同时的 M、N 值不同。与 M、N 相似，定义 A 为中子密度交会图上骨架点与流体点连线的斜率；定义 K 为中子声波交会图上骨架点与流体点连线的斜率。则

$$A = \frac{\rho_b - \rho_f}{\varphi_{Nf} - \varphi_N} = \frac{1}{N} \tag{6-77}$$

$$K = \frac{\Delta t_f - \Delta t}{\varphi_{Nf} - \varphi_N} \times 0.01 = \frac{M}{N} \tag{6-78}$$

其解释方法与 $M-N$ 交会图一样，如图 6－20 所示。

8. 骨架岩性识别图（MID 图）

由表 6－5 可以看出，单矿物地层的岩石骨架参数 ρ_{ma} 和 Δt_{ma} 除砂岩以外，都只有一个数值；并且不与其他任何参数有关。所以它们是一组识别岩性的较好参数。从中子－密度交会图的解释可以看出，对每一种单一岩性（即某二种矿物比例组成的）组成的地层，不论其孔隙度数值如何，总可以从交会图上求得代表该岩性的视骨架密度 $(\rho_{ma})_a$。同理，由声波－中子交会图可求得视骨架时差 $(\Delta t_{ma})_a$。以这两种骨架参数作纵横坐标，可得到骨架岩性识别图，如图 6－21 所示。

根据 $\varphi_b-\rho_b$ 交会图确定出视骨架密度不同的岩性线，用 $\Delta t-\varphi_N$ 交会图确定出视骨架时差的岩性线，应用 MID 图即可以对所对应的岩性作出判断。注意可能存在的影响因素，尽可能做出适当的解释。如图上的 A 点，最可能的岩性为石灰岩－硬石膏的过渡岩性，也可能是砂岩－白云岩－硬石膏的过渡岩性，地质上的可能是前一种岩性。

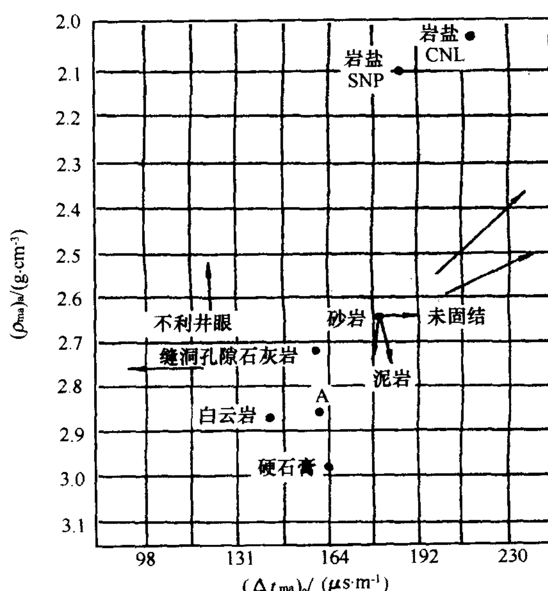


图 6－21　骨架识别图解释图版

9. 三种孔隙度测井组合解联立方程

按含水纯地层体积模型，可以写出三种孔隙度测井的响应方程；再加上物质平衡方程，有 4 个方程。因此可解出孔隙度和三种矿物的体积含量，根据表 6－5 可写出由石英、方解石、白云石三种矿物组成的混合岩性，这三种矿物质体积含量为 V_1，V_2，V_3，则可以写出一个联立方程为

$$\begin{cases} \Delta t = 620\varphi + 182V_1 + 156V_2 + 143V_3 \\ \rho_b = \varphi + 2.65V_1 + 2.71V_2 + 2.87V_3 \\ \varphi_N = \varphi + (-0.035)V_1 + 0.02V_3 \\ 1 = V_1 + V_2 + V_3 + \varphi \end{cases} \tag{6-79}$$

表6-5 几种常见岩石的骨架参数及孔隙流体参数

岩石骨架	Δt_{ma}		ρ_{ma}	φ_{Nma}	
	μs·m⁻¹	μs·ft⁻¹	g·cm⁻³	井壁中子	补偿中子
砂岩（1）$\varphi>10\%$	182	55.5	2.65	-0.035	-0.05
砂岩（2）$\varphi<10\%$	168	51.2	2.68	-0.035	-0.05
石灰岩	156	47.5	2.71	0.00	0.00
白云岩（1）$\varphi=5.5\%\sim30\%$	143	43.5	2.87	0.02	0.065
白云岩（1）$\varphi=0\sim1.5\%$	143	43.5	2.87	0.003	0.04
硬石膏	164	50.0	2.98	-0.005	-0.02
石膏	171	52.0	2.35	0.49	
岩盐	220	67.0	2.03	0.04	-0.01
孔隙流体	Δt_f		ρ_f	φ_{Nf}	
	μs·m⁻¹	μs·ft⁻¹	g·cm⁻³	井壁中子	补偿中子
淡水钻井液	620	189.0	1.00	1.00	1.00
盐水钻井液	608	185.0	1.00	1.00	

式中的系数是孔隙度测井对应的流体参数和骨架参数，只要方程的解不出现负值，就认为假定的岩性是对的。否则，另选矿物组合进行试算。

三种孔隙度组合最多可解出四个未知数，四个未知数可根据本地的地质条件做出可能的选择。可以是方解石、石英、粘土和孔隙度，也可以是石英、浊沸石、泥质和孔隙度。

二、低电阻油气层的测井解释评价

目前测井识别油气层的前提是水层和油层在电阻率上的存在明显差别。在前面已经说明，一般把油层电阻率相对值较低作为定义低阻油层的主要依据，因此低阻油层有如下一般性定义：与具有类似物性、岩性和水性的水层电阻率相比，电阻率增大率小于2的油层定义为低阻油气层。

受地质沉积环境和钻井工程的影响，形成了多种类型的低阻油气层，可以分为两类：一类为原状地层的电阻率本来就低的油层，受地质条件（内在因素）影响而形成，可称为原始低阻油层；另一类是原状地层的电阻率本来较高，由于受外在因素，如泥浆侵入、层厚、上下围岩及测井系列等影响而形成，可称为次致低阻油层。从低阻储层的测井响应特点来看，并无明显的区别；但是不同成因的低阻地层的评价方法是截然不同的。因此在进行低阻油气储层评价之前必须进行明确分类和成因分析，以方便选择合适的解释模型进行评价。

（一）低阻油气层成因及主控因素分析

1. 内在因素形成的原始低阻油层

目前看来，内在因素导致对低阻油层的评价和识别工作最为困难。从研究和应用角度看，应把更多的精力投入到这类低阻储层的研究中。低阻油气层的种类很多，根据其内部成因的不同，可以把国内主要油田的低阻油层划分为如下三种类型。

（1）微孔隙发育、束缚水含量高造成的低阻油气层

在储层孔隙和孔隙结构研究中，把半径小于0.1μm的孔隙称为微（毛细管）孔隙。微孔隙中，由于孔隙表面固体分子的作用（引力）半径可以影响到孔隙中部，因此其中的水由于分子引力的作用被滞留而无法流动。粒度细的粉砂岩、砂岩颗粒表面以及粒间的粘土矿物颗粒之间均可以形成这种微毛细管孔隙，胶结致密的各种砂岩微毛细管孔隙也比较发育。岩石孔隙空间中，微毛细管孔隙比例较大，则微毛细管孔隙中不能流动的水——束缚水含量高（即束缚水饱和度高）。因此，具有微毛细管孔隙发育的储层作为油层，其含油饱和度一般较低，从而导致油层的电阻率偏低，甚至形成低阻油层。如冀东油田晋南凹陷沙河街组、大港板桥地区沙河街组和张巨河地区东营组低阻油层均属此种类型，其束缚水饱和度可以高达50%甚至更高。

从成因分类的角度，在由于岩石颗粒细和泥质重造成微毛细管孔隙发育、束缚水饱和度高的低阻油层中，其粘土矿物应主要为高岭石等阳离子交换能力弱的矿物。岩石本身不具备阳离子附加导电能力，它主要通过非常发育的微毛细管导电网络导致油层电阻率降低，与有阳离子附加导电导致的低油层的微观导电机理完全不同。

（2）粘土附加导电形成的低阻油气层

蒙脱石、伊-蒙混层和伊利石等粘土矿物由于其本身的不饱和电性（带负电）特点，粘土颗粒表面具有的负电荷会吸附岩石孔隙空间地层内水溶液中的金属阳离子以保持其电性平衡。这些被吸附的阳离子（又称平衡阳离子）在外加电场的作用下，会因沿粘土颗粒表面交换位置而产生除孔隙自由水离子导电以外的附加导电作用。当平衡阳离子的数量——即岩石的阳离子交换量较大时，平衡阳离子的附加导电作用非常明显，可以造成油层电阻率降低，甚至形成低阻油层。

粘土阳离子附加导电作用的强弱受三个因素影响。第一，地层的阳离子交换量，它取决于地层中的粘土类型及含量。粘土矿物中蒙脱石的阳离子交换量最高，伊-蒙混层矿物、伊利石和高岭石的阳离子交换量依次降低。第二，地层孔隙中地层水的矿化度。地层水矿化度愈低，阳离子附加电导在岩石整个导电网络（孔隙自由水导电和阳离子附加导电）中所占的比重愈大。第三，地层温度。实验及理论研究均表明，温度增加可以导致平衡阳离子的当量电导急剧增加。即同样的阳离子交换量、同样的地层水条件，地层温度越高，阳离子的附加电导分量越高。

显然，地层中含有一定量的蒙脱石、伊-蒙混层，或伊利石等粘土矿物以及地层水矿化度较低是粘土附加导电作用形成低阻油层的客观条件。这种情况在渤海湾地区上第三系储层中比较常见，如冀东油田老爷庙地区上第三系明化镇组、馆陶组，大港油田板桥地区馆陶组低阻油层均属于这种类型。这些储层的粘土矿物均以伊-蒙混层为主，且地层水矿化度都小于10000 mg/L。

需要指出的是，当储层的阳离子交换量非常显著（如含较高含量的蒙脱石），即使是高地层水矿化度的地层，也可以形成由附加导电作用导致的低阻油层。目前，在渤海湾地区还未发现这种情况，但塔里木盆地塔北地区三叠系低阻油层属于此种类型，其地层水矿化度超过150000mg/L。

（3）油、水层地层水矿化度不同导致的低阻油气层

地层孔隙中地层水性质、含量以及岩石性质决定了其电阻率的高低。在储层岩性和物性相似的前提下，含油气储层地层水矿化度与水层矿化度基本一致时，必然是油气层电阻

率高于水层，差异一般在3~5倍之间，这是常规测井解释最重要的基本概念。当油气层不动水矿化度明显高于水层水矿化度时，油气层与水间的电阻率差异就会减小，甚至会出现水层电阻率高于油气层的情况。

尽管导致储层间地层水性质不一致的成因有待进一步深入研究，目前普遍认为存在三方面的影响因素：一是沉积方面的原因，河流相沉积岩性粗细变化大，在成岩过程中泥质重、岩性细的储层保留了较高矿化度的水；二是在细岩性储层，油气运聚过程中驱走了大孔喉的自由水，而在微、小孔喉中保留了较高矿化度的不动水；三是频繁的构造运动使完整、封闭的圈闭遭到破坏，油藏中的边底水或成岩过程岩石矿物滤失的水再次向储层中运移，甚至地表水也可以通过开启的断层渗入地下原生储层，使储层流体性质发生变化。后期运动的较淡的地层水通常容易进入孔渗性好、孔喉大储层，使原来的油藏被淡水冲洗，部分原生水层也可能遭到同样的冲洗，从而导致岩性纯、分选好的块状砂岩储层以淡水为主。这类低阻油气层在渤海湾盆地上第三系明化镇组、馆陶组普遍存在。不论是自然水洗，还是沉积或成藏过程中导致的储层水性的差异，均会导致水层电阻率升高和油气层电阻率的相对降低。其结果是，油水层的电性差异减小或者消失，电阻增大率较低，甚至小于1，从而形成了新一类的低阻油气层。

根据以上分析，区分前两种类型低阻油层的主要因素是储层中的粘土类型。但是，当岩石微毛细管孔隙发育，地层水矿化度非常低时（譬如几千mg/L），即使岩石的阳离子交换量不显著，由于地层水电阻较低，其由阳离子附加导电引起的电导分量也不可忽视。此时，微毛细管导电网络和阳离子附加导电共同发生作用。因此，这种条件下引起的低阻油层从成因上可以看作是这两类成因的混合型，如辽河月海湾油田东营组低阻油层属于这种类型。

陆相碎屑岩储层，特别是砂岩储层的粘土含量与岩石平衡颗粒粒径之间存在良好的相关关系。即岩石颗粒粒度愈细，地层的粘土含量越高。因此，导致粘土附加导电作用与岩石束缚水含量增高的现实，容易形成混合成因的低阻油层。

综上所述，地层水矿化度、导电矿物、束缚水饱和度、粘土附加导电、微孔隙结构等诸多因素都可以造成油气层呈现低电阻率，这些影响因素有时交织在一起，使得低阻油气层的识别与解释发生困难。

2. 外在因素形成的低阻油层

(1) 泥浆侵入导致的低阻油层

钻井过程中，钻井液对渗透性地层的侵入是不可避免的，这种影响可以导致油气层评价困难。侵入机理的研究与认识对油气层的评价起着关键的作用。实验研究结果表明，钻井液的侵入主要以驱替、混合与扩散三种方式进行。钻井过程中钻井液侵入深度取决于泥饼渗透率、地层孔隙度等多种因素，国内外的实验与理论研究的基本结论是：

1) 侵入深度与泥饼渗透率具有正相关关系。

2) 侵入深度与侵入压差具有正相关关系；压差越大，钻井液滤失量越大，侵入越深。

3) 侵入半径随钻井液浸泡时间的增大而增大。

4) 钻井液侵入地层深度与地层物性的关系复杂，主要原因在于泥饼渗透率与地层渗透率的配置影响较大。在一次侵入情况下，若泥饼渗透率为主要因素，则侵入深度与孔隙度成

反比。若侵入受到二者共同制约，则侵入半径在较小孔隙度范围内随孔隙度的增大而增大。

对于咸水泥浆，若长时间侵入，且侵入较深；则侵入带的矿化度增高，致使油层的电阻率明显降低，远远低于油层的真实电阻率；与水层的电阻率差别不大，从而难以准确判别油、水层。淡水泥浆对油层电阻率的影响一般没有咸水泥浆那样明显，但当泥浆具有较大密度而地层压力系数小于1时，在地下储集层处形成的泥浆压力将远大于地层压力，这样淡水泥浆能够侵入到储层很深处，使得侵入带内的电阻率主要受泥浆电阻率的影响。可能由于电法测井只能探测到侵入带的范围，因此在油层处表现为视电阻率明显下降；而在水层处则视电阻率上升，造成二者难以区分。无论咸水泥浆侵入或淡水泥浆侵入，都可以造成油水层的电阻率接近，带来油水层识别的困难；同样属于低阻油层识别与评价的范畴。

辽河油田、大港油田早期的钻井作业大多数使用咸水泥浆，并且相对密度较高。因此咸水泥浆侵入现象严重，造成了许多低阻油层，是主要成因之一。吉林油田部分地区，由于使用淡水泥浆，使得油水难以区分，属于次致低阻油层的范畴。

对双原始低阻油层，由泥浆滤液深侵入造成的低阻油层不能作为严格意义上的低阻油层。因为，如果采取适当的工程措施（选择合适的泥浆矿化度和密度，及时测井等），这些次致低阻油层可以表现为正常的电阻率数值。换句话说，这类油层的低阻不是由于储层本身的性质决定的；而是由于工程措施不当造成的，是可以避免的。

（2）砂泥岩间互层导致的低阻油气层

中国东部油田的陆相沉积地层中，薄层储层是目前增储上产的重要来源。因此，薄层的识别和评价成为重要的研究课题，已经有大量的研究成果在实际中应用。层状泥质是泥质在储层中存在的一种形式，是以层状形式分布在砂岩中。随其厚度增加，可以由层状泥质逐渐演变为泥质夹层，乃至形成砂泥岩间互型储层。对于这类储层，单砂层电阻率实际上并不低；但由于受到电测井仪器分辨率的限制，电阻率实际测量结果必然受到低阻围岩的影响，而明显降低。导致油水层电阻率差异急剧减少，与由其他因素导致的低阻并无明显差异。因此对于薄层的低阻围岩校正是一个非常重要的环节。

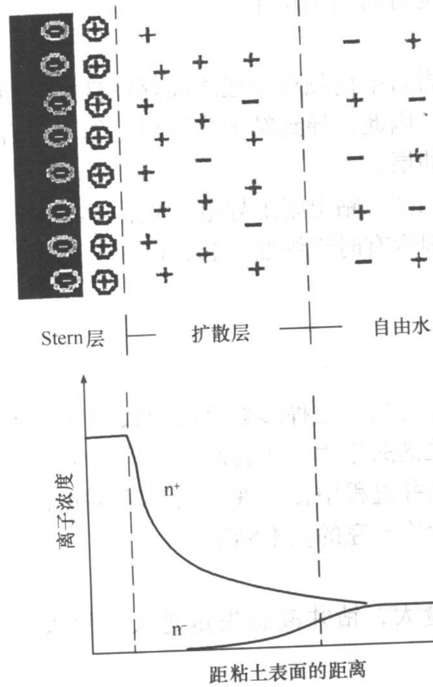


图6－22　粘土颗粒表面的阳离子分布

（Gouy－Chapman 和 Stern 模型）

（二）粘土矿物与粘土附加导电性的研究

1. 扩散双电层的实验研究

扩散双电层理论是一个用来解释粘土矿物表面、层间阳离子与层间阴离子呈弱键联结的水和环绕在粘土矿物周围的溶液之间的相互作用的模型。这个模型通常是以 Gouy－Chapman 模型和 Stern 模型为基础，如图6－22。

Gouy－Chapman 模型：粘土矿物表面带有负电荷，因而一旦把它放入溶液中，溶液中的阳离子就会被吸附到粘土矿物的表面以

保持电中性。由于粘土矿物表面对阳离子的吸附，粘土矿物表面的阳离子浓度将比主体溶液的阳离子浓度大。同时，由于阳离子存在浓度梯度，因此阳离子就趋向于从粘土矿物表面向外扩散最终达到平衡。环绕粘土矿物颗粒的这一平衡带具有一定的扩散的厚度，在这个厚度内阳离子浓度随着离粘土矿物表面的距离的增大而减小，直至与主体溶液的阳离子浓度相等。这种扩散层内，也存在有一个伴随的阴离子不足。在这个模型内，有两个电性电荷层存在，即带有负电荷的粘土矿物表面和紧邻于粘土矿物表面的带有正电荷的阳离子扩散层，二者构成“双电层”。

Stern 模型是对 Gouy - Chapman 模型的修正。Stern 首先对 Gouy - Chapman 扩散双电层理论进行修正使之更加符合实际体系。作者认为离子接近粘土矿物表面（粘土表面、胶粒表面）的距离不能小于其有效半径，并且离子与带电表面的作用比简单的库仑力更复杂。在 Stern 模型中，把双电层分为两部分：一部分为接近粘土矿物表面的紧密层——Stern 层；另一部分即 Gouy - Chapman 扩散层。

在扩散层中，Stern 层的厚度用 X_H 表示（图 6 - 23），即外 Helmholtz 平面（OHP）距粘土颗粒表面的距离

$$X_H = 2r_w + \sqrt{3}r_w + r_{Na} = 6.18 \times 10^{-2}\text{m}$$

其中：r_w 为水分子的半径，1.4×10^{-10} m；r_{Na} 为钠离子的半径，0.96×10^{-10}m。

根据该理论，在扩散层中（扩散层外边界距粘土颗粒表面的距离称为扩散层厚度，用 X_d 表示），Na^+ 离子浓度高于 Cl^- 离子浓度（NaCl 溶液）。扩散层厚度 X_d 以外，阳离子浓度与阴离子浓度相同。X_d 理论上与 25℃溶液浓度 [c] 有关：

$$X_d = 3.06\sqrt{\frac{1}{\gamma[c]}} \qquad (6-80)$$

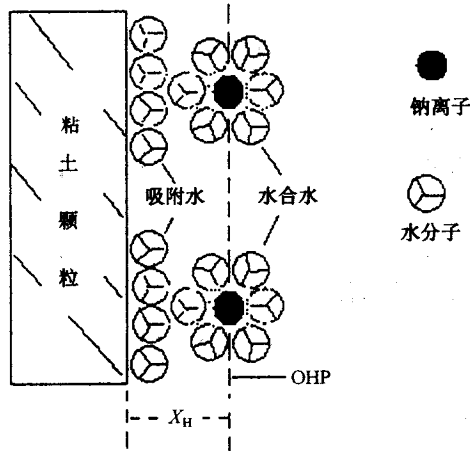


图 6 - 23 外 Helmholtz 平面（OHP）离子分布示意图

式中的 X_d 用 10^{-10}m 表示，[c] 用 mol/mL 表示，γ 是该浓度 NaCl 溶液的活动系数。

因此，可以用式（6 - 80）计算出扩散层厚度 X_d 在 X_H 时的水溶液的矿化度，即 [c_1] 约为 0.35 mol/cm³。该矿化度时，活动系数 γ_1 的相应值为 0.71。于是，可能存在两种情况：

1）远水矿化度超过 [c_1]。此时，所有的平衡阳离子位于外 Helmholtz 平面（OHP）上。OHP 划定了无盐区，其厚度在 25℃条件下为 6.18×10^{-10}m，即 $X_d = X_H$。

2）远水矿化度小于 [c_1]。这种条件下，存在一个扩散层。其厚度 X_d 与远水矿化度 [c] 有关。根据 Gouy - Chapman 扩散模型，25℃时扩散层的厚度 X_d 与溶液浓度 [c] 存在如下关系：

$$X_d = \alpha X_H \qquad (6-80')$$

式中系数 α 导出：

$$\alpha = \sqrt{\frac{\gamma_1[c_1]}{\gamma[c]}} \qquad (6-81)$$

当然，当远水溶液浓度 $[c]$ 大于 $[c_1]$ 时，$\alpha=1$。

显然，扩散层的厚度 X_d 取决于粘土矿物的表面电荷强度和溶液的浓度。当粘土矿物的表面电荷一定（即岩石 CEC 值一定时），若水溶液浓度较大（阳离子浓度大），阳离子自粘土矿物表面向外扩散的趋势较小；扩散层就被压缩，其厚度变小。随溶液矿化度降低，扩散双电层厚度增加。

2. 阳离子交换性吸附

粘土矿物通常带有不饱和电荷，根据电中性原理，必然会有等量的阳离子吸附在粘土矿物表面，以达到电性平衡。一般说来，吸附在粘土矿物表面上的阳离子可以和溶液中的同号离子发生交换作用，这种作用即为离子交换性吸附。最常见的与粘土矿物结合的交换性阳离子是 Ca^{2+}、Mg^{2+}、H^+、K^+、NH_4^+、Na^+、Al^{3+}。

阳离子交换具有等电量互相交换（如一个 Ca^{2+} 离子与两个 Na^+ 互相交换）和交换过程可逆等特点。当溶液离子浓度相差不大，离子价愈高，与粘土表面的吸附力愈强；相同价数的不同离子与粘土表面的吸附能力与离子的半径成正比。价数相同的离子与粘土表面的吸附取决于每一种离子的浓度，离子浓度愈大，与粘土表面的吸附力愈强。

（三）低阻储层的测井响应特征及分析

1. 电阻率测井响应特征

低阻油层在电阻率测井响应中表现为与水层的电阻率相近，所以通常情况下难以用电阻率测井资料直接识别，尤其对于因粘土附加导电和束缚水饱和度高引起的原始低阻储层。

对于次致低阻储层，研究表明采用即时电阻率测井或时间推移电阻率测井，有利于泥浆侵入引起的低阻油气层的识别和评价。

使用盐水泥浆钻井时，开始泥浆侵入较浅，深探测电阻率曲线可以有效反映原状地层信息。若泥浆浸泡时间较长，侵入深度加大，则油气层电阻率与水层差异变小，电测井曲线上显示低阻特征。如果钻开油层后立即测井，可以降低出现导致低阻油气层的几率。目前，随钻电测井是最有效的即时测井方法。同样道理，选用合适时间间隔的时间推移测井，可以利用储层电阻率测井响应的变化有效识别低阻油层。表 6－6 为大港油田时间推移测井实例。可以看出，油层电阻率下降较快，而水层电阻率变化相对较小。

表 6－6　时间推移电阻率测井（间隔 11 天）统计

层号	井段	电阻率测井值/（Ω·m）		电阻率下降值 Ω·m	电阻率下降百分比/%	解释结论
		第 1 次测井	第 2 次测井			
1	x868.6～x874.6	17	9	8	47.1	油层
2	x874.6～x884.6	6	5	1	16.7	水层
3	x892.4～x900.5	14	8	6	42.9	油层

2. 自然电位测井响应特征

低阻油层的自然电位（SP）测井响应受井内流体矿化度以及地层阳离子交换浓度的影响。当泥浆的矿化度小于地层水的矿化度时，受到阳离子交换的影响，在砂岩层孔隙中的阳离子数目增多，使 SP 数值稍升高。当泥浆的矿化度大于地层水的矿化度时，情况正相反。此种响应特征在泥质含量高的低阻油层中较为明显。大港油田和冀东油田的低阻油

层的自然电位测井响应就有上述特征。

3. 核磁共振测井响应特征

核磁共振测井根据不同流体在相同储层结构中的核磁共振特性的差异，可以有效识别低阻油层。目前常用的核磁共振测井方法有标准 T_2 法、双 TW 法和双 TE 法，低阻油层在这三种方法上有比较明显的响应。但是，CMR 核磁共振测井仪器的探测深度仅为 1 in (2.54 cm)，测井响应值容易受到泥浆侵入的影响，因此它只能用于非泥浆侵入成因的低阻油层识别。MRIL－P 型和 MREx 型核磁共振测井仪器的探测深度大，效果好。

4. 电缆地层动态测试响应特征

电缆地层测试器具有测取地层压力和抽取流体样品的功能。由于油与水密度不同，根据压力测试资料得到地层的压力梯度，计算出流体的密度，就可以识别地层内的流体是油或是水。压力梯度与流体密度的关系为

$$\rho_f = \frac{p_2 - p_1}{1.422(D_2 - D_1)} \quad (6-82)$$

式中：ρ_f 为流体密度，g/cm^3；p_1、p_2 为测得的地层压力，6.89 kPa；D_1、D_2 为相应测量点的深度，m。

如果利用电缆地层测试器抽取地层内流体样品，则可以直接知道流体性质；并且可以估算出生产油气比、油水比等重要参数。电缆地层测试目前在新疆油田公司的低阻油气层识别中发挥了重大作用，基本解决了低阻油层的识别问题。

5. 电磁波传播测井响应特征

电磁波传播测井又称介电测井，主要应用含流体地层介电性质的差异来识别油气水层。地层岩石骨架的相对介电常数为 4 左右，水的相对介电常数为 78～81，油、气的相对介电常数为 1～2.4。当低阻油层的孔隙度较高时，测得的介电常数与非油气层的会有较明显的差别。

根据文献报告，在美国俄克拉荷马州的奥陶系 Simpson 层系顶部 Bromide－1（砂岩）层和 Bromide－2（砂岩）层，采用高频介电测井实现了低阻油层识别和评价，取得了较好效果。

6. 其他测井响应特征及识别标志

自然伽马测井读数随泥质含量增加而升高，泥岩的自然伽马测井值一般明显高于砂岩读数。所在低阻油层中由于岩性细、泥质含量高，往往比砂岩储层的自然伽马值要高。在井径测井曲线上，由于低阻油层含有较多的泥质，泥质吸水膨胀可能表现为缩径特征；但对于页岩层等容易垮塌的地层，则表现为扩径。

（四）低阻储层测井评价方法研究

通过理论分析和实验研究，在理清如低阻储层成因和主控因素的基础上，进一步开展评价研究，是低阻油气层测井评价的重要研究内容。

1. 粘土附加导电引起的低阻储层测井评价方法研究

粘土附加导电引起低阻是原始低阻的一种常见类型，采取岩心电阻率驱替实验结果并结合测井曲线、粒度分析、压汞等资料，建立低阻储层的测井解释模型的研究路线和方

法，用来解决粘土附加导电引起的低阻储层的测井评价问题。根据实验分析可知，低阻储层的主要原因是粘土附加导电。

岩心归位是测井解释的基础工作，选用取心收获率在90%以上的岩心段作为关键层段，把岩心分析的视密度值与密度测井曲线进行相关对比，从而确定校深的数值。对于取心较少的目的井段，在曲线读值时采用测井平均值。这样，将岩心和测井深度进行匹配后，就可以用岩心刻度的方法建立以饱和度为主的各种测井解释模型。

表6－7为计算得到的某地区青一段各种测井曲线与岩心测量粘土含量、粒度中值、孔隙度、渗透率的单相关系数。

表6－7　测井曲线与储层参数的单相关系数

	铀	钍	钾	GR	SP	深三侧向	粘土含量	Δt	M_d	φ	渗透率
铀	1	0.319	0.396	0.400	0.320	0.646	0.211	0.236	0.429	0.265	0.127
钍		1	0.133	0.180	0.288	0.005	0.334	0.276	0.446	0.330	0.178
钾			1	0.200	0.285	0.341	0.760	0.375	0.824	0.080	0.070
GR				1	0.314	0.629	0.070	0.060	0.130	0.065	0.117
SP					1	0.174	0.255	0.541	0.328	0.742	0.761
深三侧向						1	0.154	0.154	0.447	0.222	0.183
粘土含量							1	0.334	0.826	0.003	0.164
Δt								1	0.109	0.908	0.546
M_d									1	0.176	0.283
φ										1	0.751
渗透率											1

（1）粘土含量模型

粘土含量模型对最终解释结果的影响最大，它直接影响着孔隙度、渗透率、含水饱和度、束缚水饱和度模型的精度。

粘土含量一般由密度－中子交会图进行确定。除此之外，还可利用自然伽马、自然电位和自然伽马能谱测井等确定粘土体积。由于本地区密度、中子测井受到层中油气的影响较大，自然电位测井受储层中粉砂的影响很大，自然电位曲线读值明显降低（图6－25），自然伽马曲线质量较差（图6－24），因此采用自然伽马能谱测井来计算粘土含量。在没有自然伽马能谱测

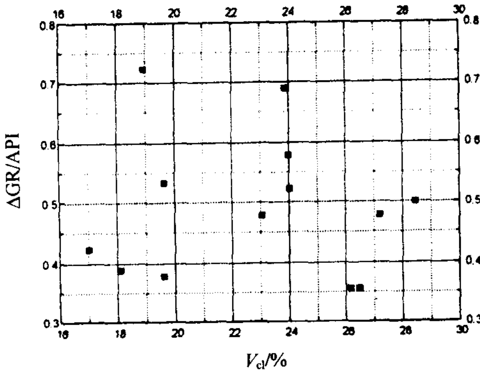


图6－24　粘土含量与自然伽马交会图

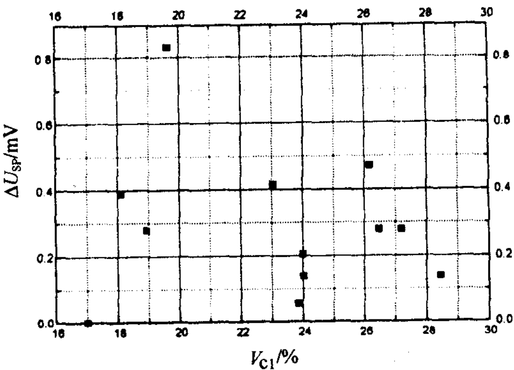


图6－25　粘土含量与自然电位交会图

井的情况下，根据表6－7中相关系数的大小，可以采用自然电位来计算粘土含量。

密度测井和中子测井间的差异可以用来评价泥质含量及其分布形式。所以，粉砂的存在可能导致利用密度和中子测井得到的粘土矿物含量、粘土类型和它们性质的错误结果。

图6－25是粘土含量与自然电位交会图。可以看出，当储层中粘土含量较大时，自然电位曲线的幅度明显降低。因此，利用自然电位曲线可能会漏掉薄的储层。由于曲线偏转幅度变小，会给计算结果带来较大的误差。

因此，确定粘土体积的最好方法之一是采用自然伽马能谱测井资料。这种技术具有分别定量的确定铀、钍、钾贡献的能力。在确定粘土的体积时，最好排除铀的含量，从而显著地降低了粉砂的影响。钍和钾的含量对不同类型的粘土矿物是不同的（图6－26）。因此，可以采用钍和钾曲线计算粘土体积——即所谓的钍和钾的“乘积指数”。

“乘积指数”法由Lawrence于1980年提出，根据几种粘土和矿物中典型的铀、钍、钾浓度得出。钍（Th）、钾（K）的交会图（图6－26）表明：伊利石、海绿石、黑云母和白云母具有高的含钾量和低的钍浓度，而高岭石、蒙脱石、斑脱石和铝土矿具有高的钍浓度和低的含钾量。在K～Th交会图（图6－27）上，这些粘土趋向于形成双曲线形。根据这种交会图，乘积指数PI定义如下：

$$A_{PI} = \frac{w(K) + a}{\rho(Th) + b} \tag{8-83}$$

式中：a、b为零偏移常数；w（K）为钾含量（%）；ρ（Th）为钍含量（mg/L）。

于是，利用类似于GR或SP的方法，用乘积指数来确定粘土体积，即对应100%粘土选最大的读数，对纯净的层段选最小值：

$$\Delta A_{PI} = \frac{A_{PI} - A_{PI,min}}{A_{PI,max} - A_{PI,min}} \tag{6-84}$$

式中：$A_{PI,max}$为泥岩层段的乘积指数；$A_{PI,min}$为纯净层段的乘积指数。

将大老爷府地区的岩心分析粘土含量与钍、钾曲线进行相关分析（表6－7），发现钍曲线与岩心测量粘土含量的相关性较差（图6－28），而钾曲线与岩心测量粘土含量的相关性较好（图6－31）。将乘积指数法计算的粘土含量与单独用钾曲线计算的粘土含量进行对比（图6－32、图6－33），发现钾曲线更能反映地层中粘土矿物的含量。

根据岩心测量资料建立乘积指数与粘土含量的关系式为

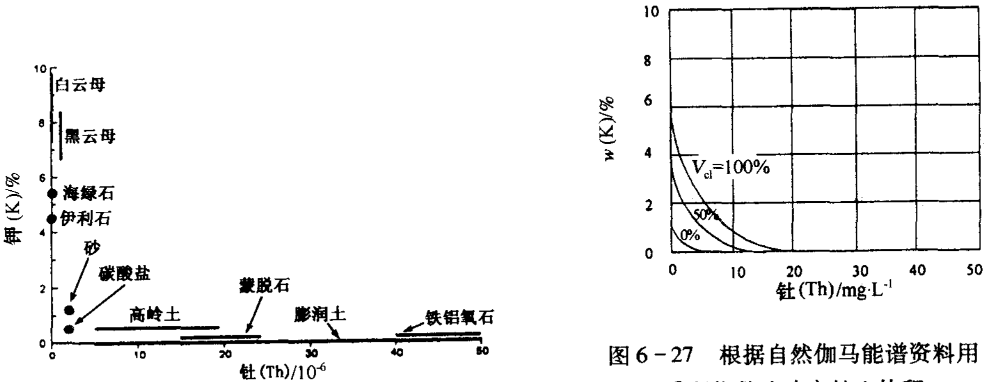


图6－26　不同粘土矿物的典型钾和钍的浓度

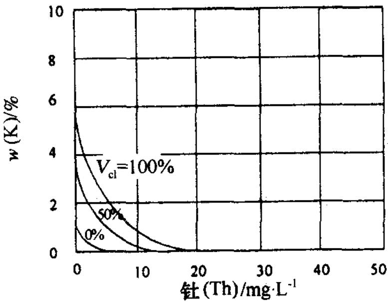


图6－27　根据自然伽马能谱资料用乘积指数法确定粘土体积

（Lawrence，1980）

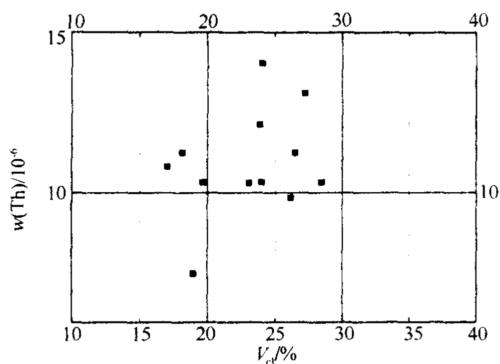


图 6－28　钍浓度与岩心测量粘土含量交会图

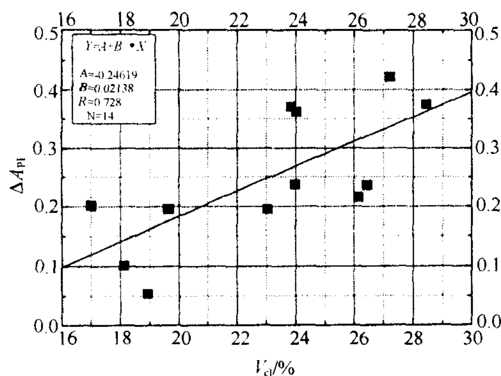


图 6－29　PI 指数与岩心测量粘土含量交会图

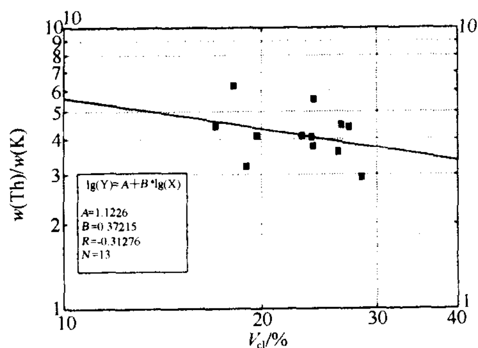


图 6－30　w(Th)/w(K)与岩心测量粘土含量交会图

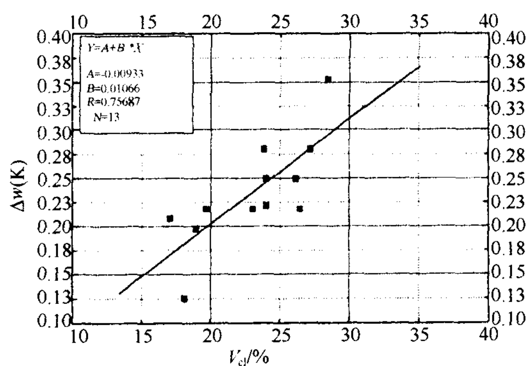


图 6－31　钾与岩心测量粘土含量交会图

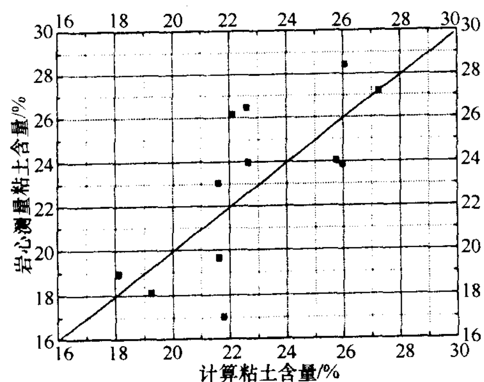


图 6－32　用 PI 指数计算粘土含量与岩心测量粘土含量交会图

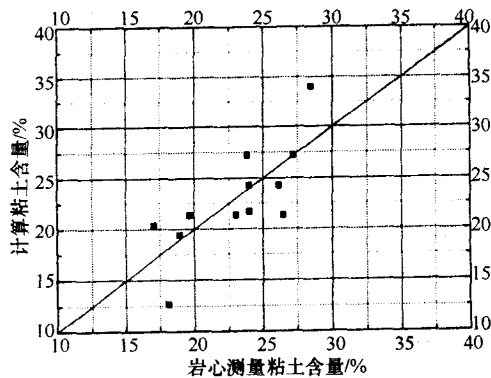


图 6－33　用钾计算的粘土含量与岩心测量粘土含量交会图

$$V_{cl} = 16.7728 + 24.79944\Delta A_{PI} \quad (6-85)$$

解释时选用粘土含量最大点和最小点，将其进行线性插值，得到纯地层和泥岩层的测井曲线读值，从而计算出 $A_{PI,max}=72.6$，$A_{PI,min}=14.43$。

同样采用线性插值的方法，得到纯地层和泥岩层的测井曲线读值；从而计算出 $w(K)_{max}=10.76$，$w(K)_{min}=1.09$。根据岩心测量资料建立钾含量与粘土含量的关系式为

$$V_{cl} = 93.8086\Delta w(K) + 0.8752 \quad (6-86)$$

式中：V_{cl}为百分含量。

计算的粘土含量与岩心测量粘土含量的最大绝对误差可以达到6%（见图6－33）。

在没有自然伽马能谱测井的情况下，采用如下的模型计算粘土含量：

$$\Delta U_{SP} = \frac{U_{SP,max} - U_{SP}}{U_{SP,max} - U_{SP,min}} \quad (6-87)$$

$$V_{cl} = \frac{2^{G\cdot\Delta U_{SP}} - 1}{2^{G} - 1} \quad (6-88)$$

式中：$U_{SP,max}$为纯砂岩水层的自然电位曲线读值；U_{SP}为自然电位曲线读值；$U_{SP,min}$为粘土段自然电位曲线读值；老地层 $G=2.0$；新地层 $G=3.7$。

粘土含量的计算精度取决于对标准层（泥岩层和纯地层）测井曲线读值的选取。对目的层进行解释时，计算的粘土含量与岩心分析结果的最大绝对误差小于5%。

（2）粒度中值模型

一般情况下，粒度中值可以用自然伽马曲线进行计算，也可以采用自然电位和中子伽马曲线进行估算。从岩心的数据出发，采用常规的数理统计方法，推导出自然伽马读数与粒度中值之间关系的经验方程，形成如下：

$$\lg M_d = C_0 + C_1\Delta C_{GR} \quad (6-89)$$

式中：C_0、C_1 为经验系数，$C_1<0$；ΔC_{GR}为自然伽马相对值，由下式给出：

$$\Delta C_{GR} = \frac{C_{GR} - C_{GR,min}}{C_{GR,max} - C_{GR,min}} \quad (6-90)$$

还可以采用自然电位与中子伽马曲线结合的方法计算粒度中值，其解释方程与上述方程类似。

但是，考虑到本地区自然伽马、自然电位与粒度中值的相关性较差（图6－34、图6－35）；而粒度中值与粘土含量的相关性较好（图6－36），因此，采用粘土含量与粒度中值相关的方法来确定粒度中值。

1）根据粒度分析资料确定粒度中值。首先，根据粒度分析资料做出颗粒累计含量曲线（图6－36），将趋势一致的数据点用直线连接起来，从纵轴上读取0.5（代表累计含量为50%）的点，做一条与横轴相平行的直线。该直线与岩石颗粒累计含量曲线的交点的横坐标即为粒度中值，单位用毫米：$D=2^{-\Phi}$；式中，D 为颗粒直径，mm。

2）岩心分析粒度中值与岩心测量粘土含量的关系分析的粘土含量，使得计算结果与岩心分析孔隙度的相对误差小于5%（图6－41）

将岩心分析得到的粒度中值和粘土含量进行相关分析，发现二者具有很好的相关性（如图6－37），在岩心数据拟合的基础上，得到如下经验公式：

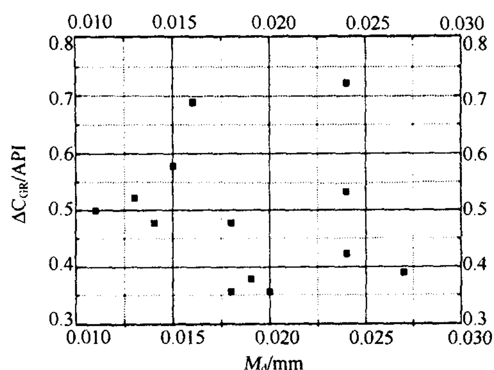


图 6－34　岩心粒度中值与自然伽马交会图

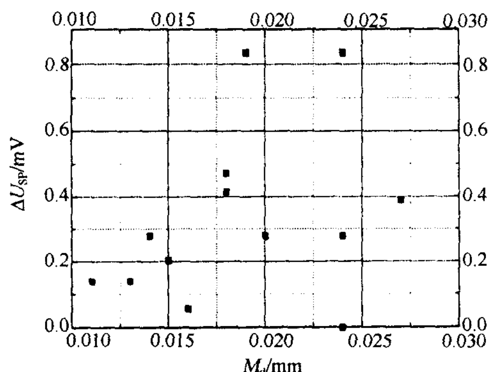


图 6－35　岩心粒度中值与自然电位交会图

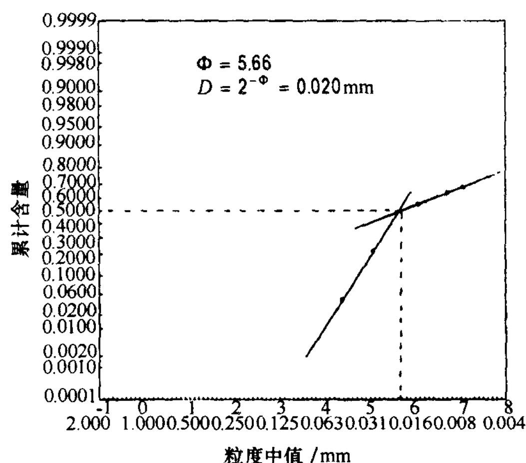


图 6－36　岩石颗粒累计含量曲线

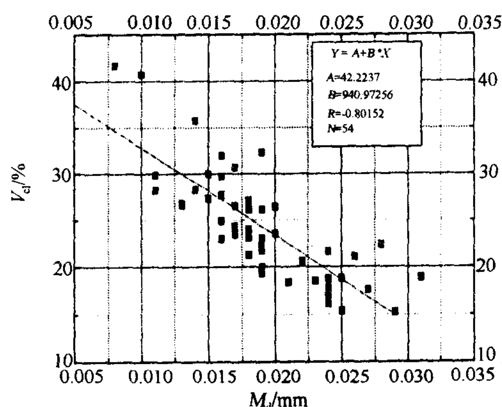


图 6－37　粒度中值与粘土含量交会图

$$M_d = 0.0449 - 0.1063V_{cl} \tag{6-91}$$

式中：M_d 为粒度中值，mm；V_{cl}粘土体积，小数。

计算的粒度中值的精度直接受粘土含量模型的影响。由于误差传递，根据此公式计算的粒度中值与岩心测量粒度中值相差较大（如图 6－38）。

（3）孔隙度模型

本区大部分井中只有声速测井一种孔隙度测井曲线。因此，根据声波曲线建立孔隙度模型。图 6－39 为声波时差与岩心分析孔隙度交会图。由于地层埋深在 1100～1200 m 左右，岩心中粘土含量较大。因此必须对声波曲线进行粘土含量、压实校正。根据岩石体积物理模型，得到声波测井孔隙度公式：

$$\varphi = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{mf} - \Delta t_{ma}} \frac{1}{C_p} - V_{cl} \frac{\Delta t_{cl} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_{mf} - \Delta t_{ma}} \tag{6-92}$$

其中：$C_p = 1.04$，$\Delta t_{ma} = 180\mu s \cdot m^{-1}$，$\Delta t_{cl} = 350\mu s \cdot m^{-1}$，$\Delta t_{mf} = 620\mu s \cdot m^{-1}$，为其地区

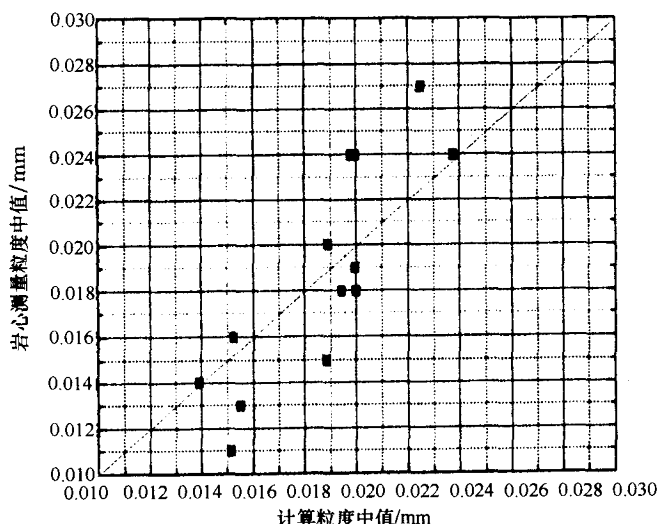


图 6-38　计算粒度中值与岩心粒度中值交会图

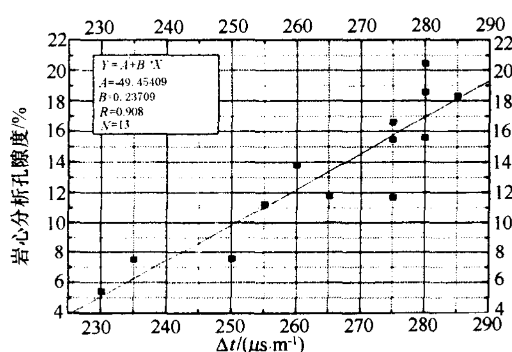


图 6-39　声波时差与岩心孔隙度交会图

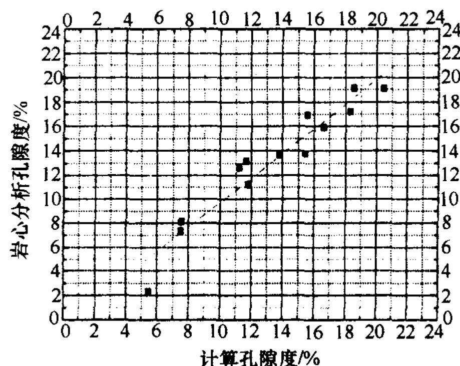


图 6-40　岩心分析孔隙度与计算孔隙度交会图

现场实际解释参数，因此得到：

$$\varphi = 0.002185\Delta t - 0.3864V_{cl} - 0.3934 \quad (6-93)$$

其中：V_{cl}为粘土含量，小数；Δt 为声波时差，$\mu s \cdot m^{-1}$；φ 为计算的有效孔隙度，小数。

声波曲线经过粘土（由岩心分析得到）和压实校正后，计算孔隙度与岩心测量孔隙度符合较好（图 6-40）。

孔隙度模型主要受粘土含量模型的影响，粘土含量可以造成计算孔隙度与岩心分析孔隙度的最大绝对误差达 3% 左右。在建立孔隙度模型时，由于采用了岩心分析的粘土含量，使得计算结果与岩心分析孔隙度的相对误差小于 5%（图 6-41）。

（4）渗透率模型

根据实际的岩心资料进行相关分析，发现储层的渗透率和孔隙度以及自然电位曲线具

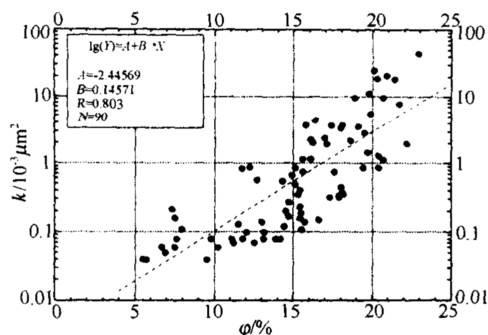


图6-41　老6-1井岩心孔隙度与渗透率交会图

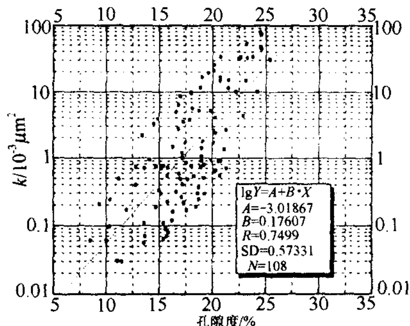


图6-42　老13-9井孔隙度与渗透率交会图

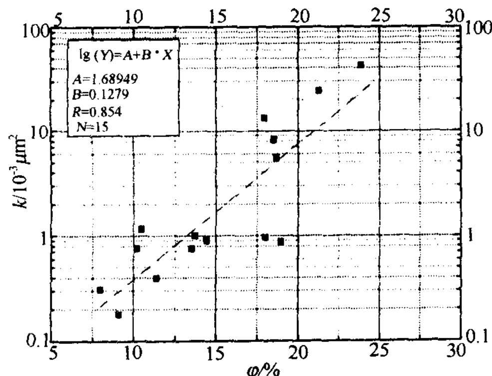


图6-43　岩心孔隙度与渗透率交会图

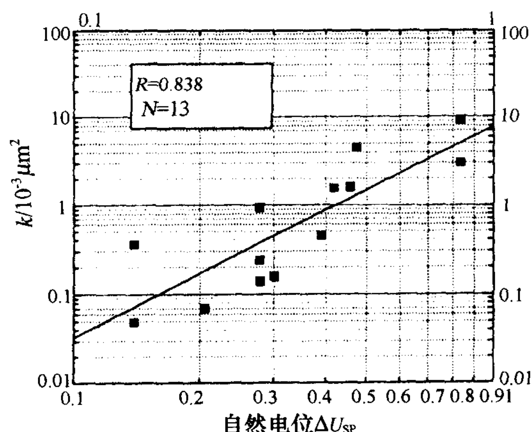


图6-44　自然电位与岩心测量渗透率交会图

有非常好的相关性（图6-41~6-44），而渗透率和粘土含量的相关性非常差。通过岩心分析认为，这是由次生孔隙发育造成的。经过岩心数据拟合得到储层的渗透率公式为

$$\lg(k) = 1.34172 + 0.053\lg\varphi + 3.41989\lg(\Delta U_{SP}) \qquad (6-94)$$

式中：k 为渗透率，$10^{-3}\mu m^2$；φ 为孔隙度，%；ΔU_{SP}为自然电位相对值，小数。

根据（6-94）式，采用渗透率和孔隙度、自然电位的相关拟合计算得到的渗透率与岩心测量渗透率在一个数量级范围内，可以作为储层评价的参考因素。

（5）含水饱和度模型

实验分析已经证明，粘土是造成低阻储层含水饱和度模型解释误差较大的主要原因。因此，对于不同的粘土含量应该采用不同的含水饱和度解释模型。将粘土含量低于8%的地层看作是“纯地层”，用Archie模型计算总的含水饱和度；对于粘土含量大于8%的地层，用W-S模型或双水模型计算总的含水饱和度。这三类模型罗列如下。

1）对于粘土含量较小的储层（$V_{cl}<8\%$），采用Archie公式：

$$\left.\begin{array}{l} F = \dfrac{R_o}{R_w} = \dfrac{a}{\varphi^m} \\ I_\gamma = \dfrac{R_t}{R_o} = \dfrac{b}{S_w^n} \end{array}\right\} \Rightarrow S_w = \left(\frac{abR_w}{\varphi^m R_t}\right)^{1/n}$$

2）对于粘土含量较大的储层（$V_{cl}>8\%$），采用 W－S 模型

对于水层：

$$C_o = \frac{C_w}{F^*} + \frac{BQ_V}{F^*} \tag{6-95}$$

对于含油气地层：

$$C_t = \frac{S_w^{n^*}}{F^*}\left(C_w + \frac{BQ_V}{S_w}\right) \tag{6-96}$$

$$F^* = \frac{a}{\varphi^{m^*}} \tag{6-97}$$

对于 B 参数，在实际解释中需要根据地层温度利用解释图版求解。

联立上述方程，把 S_w 作为待求参数，利用迭代法可以得到含水饱和度数值。

3）对于粘土含量较大的储层（$V_{cl}>8\%$），采用双水模型

对于水层：

$$C_0 = \frac{1}{F_0}C_{we} = \frac{1}{F_o}[(1-\alpha v_Q Q_V)C_w + \beta Q_V] \tag{6-98}$$

对于含油气泥质砂岩：

$$C_t = \frac{S_w^{n^*}}{F_o}C_{we} = \frac{S_w^{n^*}}{F_o}\left[C_w + \alpha V_Q \frac{Q_V}{S_w}(C_{cw} - C_w)\right] \tag{6-99}$$

$$F_o = F^*(1 - \alpha V_Q Q_V) \tag{6-100}$$

与 W－S 模型类似，可以联立上述方程，利用迭代法得到地层饱和度。

上述三种模型中的相关参数在某地区进行实际解释时，C_t 由深三侧向电阻率曲线得到；φ 由孔隙度测井得到；C_w 可以由水分析资料得到；a、b、m（m^*）和 n（n^*）可由岩心电阻率实验进行拟合得到；实验室提供 CEC 测量值，其与 Q_V 的关系为：$Q_V = \dfrac{\text{CEC}(1-\varphi)\rho}{\varphi}$。

对于泥质砂岩地层，W－S 模型比 Archie 模型的精度要高，可以较好地给出储层的含水饱和度。但是，W－S 模型中的可交换阳离子浓度 Q_V 值的确定是一个难点，在解释时采用了岩心测量平均值；在双水模型中，粘土水电导率的确定影响着该模型的精度。

（6）束缚水饱和度模型

由于岩心分析数量有限，束缚水饱和度采用经验模型求取。

国内研究人员对我国东部主要油区十几口油基泥浆取心井的岩心实测数据进行分析，发现可以把地层的束缚饱和度 S_{wi} 表示为粒度中值 M_d、孔隙度 φ 二者的函数。

1）高、中孔隙度（$\varphi \geqslant 20\%$）砂岩：

$$\lg S_{wi} = A_0 - (A_1 \lg M_d + A_2)\lg\frac{\varphi}{A_3} \tag{6-100a}$$

$$S_{wi}\left(\frac{\varphi}{A_3}\right)^{A_1 \lg M_d + A_2} = A_o^* \qquad (6-100b)$$

显然，$A_o = \lg A_0^*$。式中，$A_0 \sim A_3$ 为经验系数。其中，A_1、A_2 近似为常数，一般 $A_1 \approx 1.5$，$A_2 \approx 3.6$；A_0、A_3 则与地区地质特点有关，主要取决于砂岩的胶结程度、孔隙度的变化范围以及岩石的润湿性。选值时，A_0 与 A_3 要相互匹配，可以参考如下原则进行确定。

高孔隙度（$\varphi \geqslant 25\%$）的疏松亲水砂岩地层：取 $A_0 = 0.18$，$A_3 = 0.18 \sim 0.2$ 左右。我国东部上第三系地层可以据此选取参数。

弱-中等胶结高孔隙度（$\varphi \geqslant 25\%$）砂岩地层：取 $A_0 = 0.3$，$A_3 = 0.12 \sim 0.14$ 左右；适用于我国东部地区下第三系的上部地层。

中等胶结与中等孔隙度的砂岩地层：若 φ 在 20% ~30% 的范围内变化，取 $A_0 = 0.36$，$A_3 = 3 \sim 0.12$。若 $\varphi = 20\%$ 左右，取 $A_0 = 0.36$，$A_3 = 0.08 \sim 0.09$；对亲水砂岩取 A_3 的上限，亲油砂岩取 A_3 下限。它们适用于我国东部下第三系下部地层以及西部地区的有关层系。

2）低孔隙度（$\varphi < 20\%$）砂岩地层：

$$\lg(1 - S_{wi}) = B_0 + (B_1 \lg M_d + B_2) \lg \frac{1 - \varphi}{B_3} \qquad (6-101)$$

式中，$B_0 \sim B_3$ 为方程的经验系数，它们同样与地区地质特点有关。B_0 一般趋于 0。B_1 可视为常数，约为 0.98；B_2 约为 3.3；B_3 是影响方程（6－101）计算结果的重要参数，主要与砂岩的压实程度与润湿性有关。一般随着地层的亲油性的增加而增大，其变化范围为 0.7 ~0.8。

若沿用声波测井资料分析的概念，用 C_p 表示地压实校正系数，则可以应用下列的规则近似的选取参数 B_3：

$$C_p = 1.3 \sim 1.25, \quad B_3 = 0.68 \sim 0.70$$
$$C_p = 1.2 \sim 1.1, \quad B_3 = 0.70 \sim 0.72$$
$$C_p = 1.1 \sim 1.0, \quad B_3 = 0.76 \sim 0.78$$

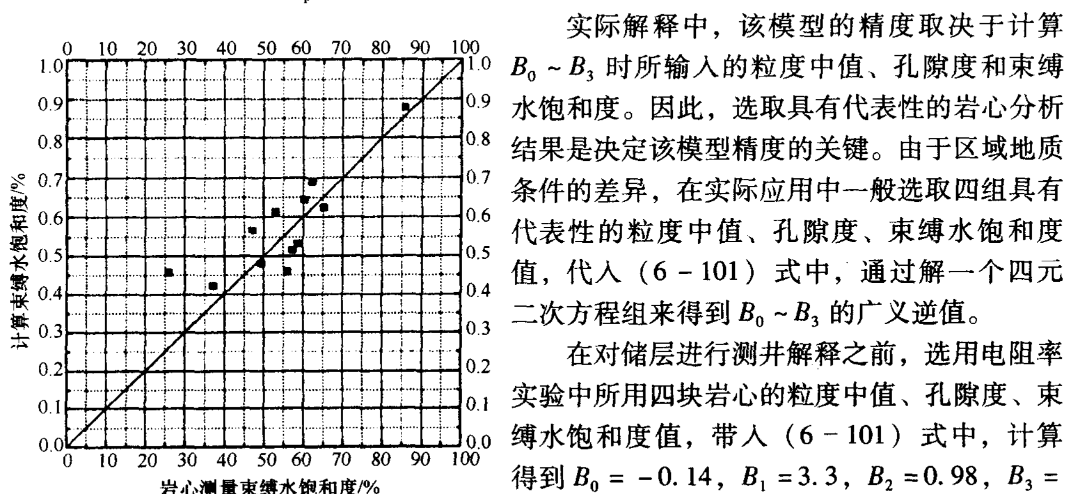


图 6－45　岩心测量束缚水饱和度与计算束缚水饱和度交会图

实际解释中，该模型的精度取决于计算 $B_0 \sim B_3$ 时所输入的粒度中值、孔隙度和束缚水饱和度。因此，选取具有代表性的岩心分析结果是决定该模型精度的关键。由于区域地质条件的差异，在实际应用中一般选取四组具有代表性的粒度中值、孔隙度、束缚水饱和度值，代入（6－101）式中，通过解一个四元二次方程组来得到 $B_0 \sim B_3$ 的广义逆值。

在对储层进行测井解释之前，选用电阻率实验中所用四块岩心的粒度中值、孔隙度、束缚水饱和度值，带入（6－101）式中，计算得到 $B_0 = -0.14$，$B_1 = 3.3$，$B_2 = 0.98$，$B_3 = 0.76$。岩心测量束缚水饱和度与模型计算束缚水饱和度符合较好（图 6－45）。

2. 高束缚水饱和度引起的低阻储层测井识别与评价方法

以冀中坳陷为例。根据大量的压汞、X衍射、粒度、岩电及阳离子交换等实验研究结果，冀中坳陷低阻油气层的成因主要与油气层的束缚水饱和度、孔隙结构、泥质附加导电性、泥浆污染程度及地层水矿化度有关。这些因素中，束缚水饱和度影响油气层电阻率降低的机理最复杂，它与孔隙结构、泥质含量及粘土矿物相互影响、相互制约。研究因储层孔隙结构复杂化和泥质含量而导致的束缚水饱和度模型为本节的主要内容。

在常规的含油性评价方法中，一般以纯砂岩模型为基础，或考虑的是泥质或粘土束缚水的影响，很少考虑岩石孔隙结构复杂化引起的束缚水饱和度增高的影响，从而使储层单纯表现为低阻的影响。根据低阻油气层的成因机理分析，冀中坳陷晋县中南部地区影响油层电阻率的主要因素并不是泥质含量；而是储层的孔隙结构。因此，低阻油气层解释评价中，在求准含水饱和度的同时，更应该求准束缚水饱和度。在分析二者关系的基础上，确定储层是否存在可动水；进而实现对油层的最终评价，这就是利用“可动水分析法”评价油气水层的基本内容。

利用可动水分析法评价低阻油气层改变了单纯以地层含水饱和度为尺度评价油层的传统概念，可以为解决高束缚水饱和度低阻油层问题提供完整的理论与实用方法，其核心内容为饱和度参数的求解，尤其是束缚水饱和度的求解。

(1) 束缚水饱和度计算方法

根据本地区不同井的测井资料拥有情况和岩心分析结果，可以有两种方法求解束缚水饱和度。

1) 利用核磁共振资料求解束缚水饱和度。可以利用核磁共振测井测量得到的横向弛豫时间 T_2 提取反映岩石中流体特性的束缚水饱和度等信息。

图6-46为离心法测定束缚水饱和度与 T_2 几何平均值关系图。可以看出，两者存在反函数关系，建立在束缚水饱和度方程如下

$$S_{wi} = 197.1T_{2g}^{-0.4821} \tag{6-102}$$

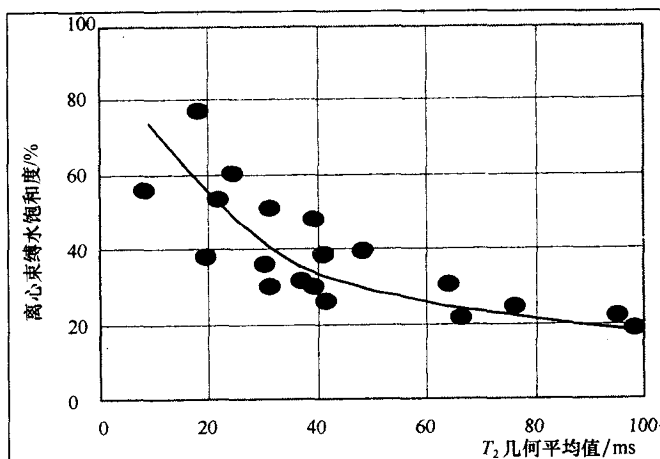


图6-46 离心 S_{wi} 与 T_2 关系图

其中 T_{2g} 为 T_2 几何平均值。

2）利用常规测井资料求解束缚水饱和度。根据核磁共振测井及压汞实验等提供的束缚水饱和度资料分析，束缚水饱和度与孔隙结构、孔隙度、泥质含量等存在良好的相关性。

图 6－47 为根据某地区核磁共振测井资料作出的束缚水饱和度与（$C_{GR}/\varphi R_t R_{sh}$）关系图版。根据点子分布特征得到晋县中南部地区束缚水饱和度经验模型（A 曲线），方程如下：

$$S_{wi} = 24.232 + 0.84R + 2.242 \times 10^{-2}R^2 - 4.054 \times 10^{-4}R^3 + 1.7 \times 10^{-6}R^4 \tag{6-103}$$

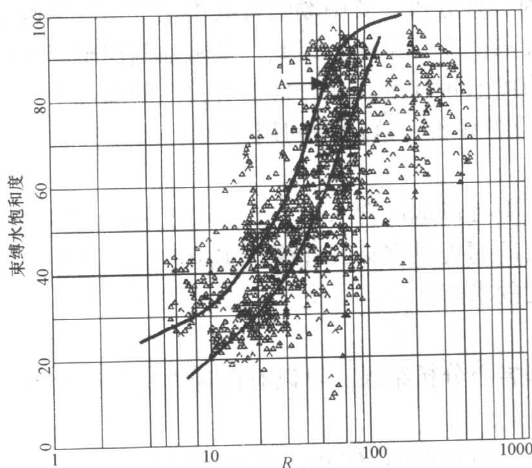


图 6－47　束缚水饱和度解释图版

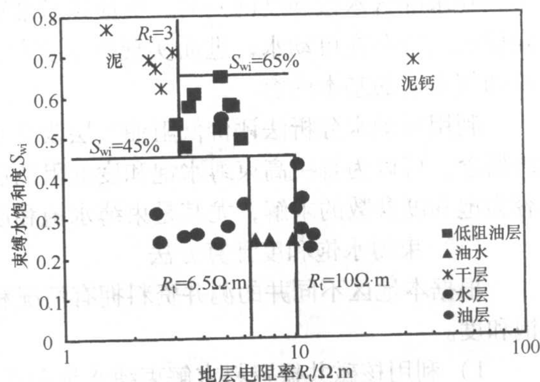


图 6－48　电阻率与束缚水饱和度关系图

式中：$R = C_{GR}/\varphi R_t R_{sh}$；$C_{GR}$ 为自然伽马值，API；φ 为孔隙度，小数；R_{sh} 为目的层段泥质电阻率，Ω · m；R_t 为地层电阻率，Ω · m。

上述方程适用一些泥质含量相对较低的地区；对一些泥质含量较高的地区，束缚水饱和度的计算方法均存在局限性，可以考虑应用如下方程：

$$S_{wi} = 1.246072 - 3.12578\varphi + 0.15403V_{sh} \tag{6-104a}$$

或

$$S_{wi} = 38.753(k/\varphi)^{1/2} - 0.3458 \tag{6-104b}$$

或

$$S_{wi} = 0.883 - 1.562\varphi + 0.02299V_{sh} \tag{6-105}$$

（2）含水饱和度计算方法

油田实践和岩心实验已经证明，在泥质含量相对较低的地区（泥质含量一般小于10%）应用 Archie 方程计算地层含水饱和度可以取得较好效果。对泥质含量相对较高的地区（泥质含量一般大于10%），可以应用如下泥质砂岩解释方程：

$$S_w = [ab\varphi^m(1 + 1.1558V_{sh}/\varphi)R_w/R_t]^{1/n} \tag{6-106}$$

式中：a、b、m 和 n 由岩电实验提供；R_w 为地层水电阻率；V_{sh} 为泥质含量。

（3）可动水分析法

可动水法原理为通过选择合理的测井解释模型，求解出两个反映地层流体性质的重要

参数。含水饱和度 S_w 和束缚水饱和度 S_{wi}。在分析二者关系的基础上，揭示产层的可动水率，从而确定储层是否存在可动水，进而实现对储层的最终评价。

可动水分析法的定量标准可以概括如下：

油层：$S_w \approx S_{wi}$，不存在可动水或少量可动水；

油水同层：$S_w > S_{wi}$，存在一定量可动水；

水层：$S_w \gg S_{wi}$，存在大量可动水。

图 6-48 为电阻率与束缚水饱和度关系图。从图中看出，正常油层电阻率一般大于 10Ω · m，束缚水饱和度小于 45%；低阻油层的电阻率在 2.5 ~ 6.5Ω · m 之间，束缚水饱和度在 45% ~ 65% 之间。

从图 6-49 中可明显看出，造成油层电阻率降低的主要原因是地层束缚水饱和度增高。因此，在油层评价中必须考虑束缚水饱和度的影响。因为 S_w 包容了 S_{wi} 和可动水体积，所以有 $S_{wi} \leqslant S_w$，因此数据点均分布在 $S_w = S_{wi}$ 连线的右侧，并有如下规律：

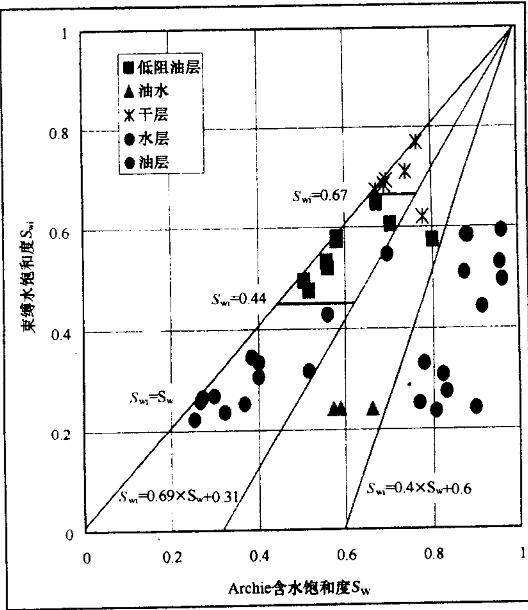


图 6-49　S_w 与 S_{wi} 关系图

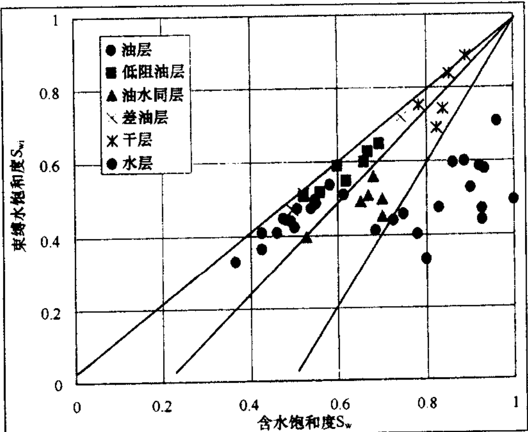


图 6-50　W46 断块 S_w 与 S_{wi} 关系图

1）在含水饱和度的相当的情况下，与正常油层电阻率相比，低阻油层的束缚水饱和度相对较高；

2）在束缚水饱和度相当的情况下，与水层相比，油层（包括低阻油层）的含水饱和度相对较低；

3）正常油层、油水同层、水层的解释效果和常规解释结果基本一致，但是突出了低阻油层的解释效果。

图 6-50 为另外一个断块含水饱和度与束缚水饱和度关系图，两者的规律性基本相当。

可见，低阻油层的含水饱和度与油水同层的基本相当，只根据含水饱和度很难区分。

但是，结合束缚水饱和度进行综合判断，能较好的鉴别出低阻油层和油水同层的明显差别。因此，应用可动水分析法可以提高测井解释精度。

通过上述分析可见，对泥质砂岩储层，束缚水的概念十分重要。特别是在低阻的条件下，这种低阻不管是由于孔隙结构复杂或者是泥质含量高所引起，都必须在计算束缚水的前提下才能获得良好效果。

（五）低阻储层测井系列选择与测井新技术的应用

根据低阻油气层成因机理研究成果，进行合理的测井工程设计是提高低阻油气层勘探成功率的必要保障。虽然低阻储层已经成为近年来勘探工作的重要领域之一，但其识别与解释工作的难度非常大。因此，测井工程设计需要强调预见性、针对性和有效性。

随着测井技术的迅猛发展，先进的成像测井技术、直观快速评价储层含油性的测井技术逐渐完善和成熟。但是，对储层声、电、核等物理特性的综合研究仍然是测井油水层解释与评价的主要手段。因此，对低阻油气层勘探的测井系列选择应坚持常规与特殊测井技术相结合的设计思路，力争为低阻油气层识别与评价工作提供丰富、准确和有效的技术信息。

1. 低阻储层测井系列选择

岩石物理实验分析和测井评价实践已经证明，油气层低阻一般不是单一因素；而是多种因素综合作用的结果。某一区块或某一层系，一般情况下都有一种成因机制是主导成因。只有准确把握低阻油气层的主导成因，低阻油气层测井工程设计才会有的放矢，才能为识别和评价工作奠定坚实的基础。

“巧妇难为无米之炊”，测井资料的齐、全、准是正确进行测井评价的基本前提。根据研究成果和实践认识，为尽可能地取齐、取全、取准各项测井资料，准确识别、评价油气层，提高油气勘探开发综合效益，可以考虑分别对预探井、评价井和开发井实施不同的测井系列。

预探井：自然电位、自然伽马、井径、密度、中子、声波、核磁、双侧向组合、阵列感应和地层测试。

评价井：自然电位、自然伽马、井径、密度、中子、声波、核磁、双侧向组合、双感应组合。

开发井：自然电位、自然伽马、井径、密度、中子、声波、核磁、双感应。

上述测井系列选择过于笼统，应该根据研究地区的实际地质状况具体设计。因此，可以将低阻油气层测井项目设计为基本测井系列和特殊测井系列。

基本测井系列

根据一般测井解释与评价的需要，必须取全基本的九条测井曲线：自然电位、自然伽马、井径、补偿密度、补偿中子、补偿声波、双感应组合（和双侧向组合）。

理论和实际已经证明，在低阻地层应该尽量不使用盐水泥浆钻井。盐水泥浆侵入通常可以降低地层电阻率，增加了低阻储层识别和评价的难度。于是，淡水泥浆或油基泥浆是必然的选择；那么，无论是在低阻地层或淡水泥浆基本测井系列均适合使用。

特殊测井系列

所谓特殊测井系列，可以认为是随着科技时代的发展，可以为特殊地质问题提供解决思路的测井新技术、新方法系列，如已经逐步成熟和完善的核磁共振测井、电缆地层动态

测试器（RDT/MDT/RCI）、过套管电阻率测井（CHFR）、阵列感应/侧向测井、C/O 和 PND 等先进、有效的测井技术，为低阻油气层问题的解决提供了丰富的技术手段。在实际生产中，对于特殊测井项目的选择，一定要有的放矢，需要根据不同低阻储层成因并结合经济效益分析进行优化设计。

（1）特殊测井系列适用性分析

测井新技术的发展与完善往往以解决各种各样的特殊地质问题为目的，一般具有很强的适用性。了解和研究这些新技术的适用条件以及所能解决的地质问题是保障低阻油气层测井项目设计质量的重要前提。

1）核磁共振测井。核磁共振测井利用原子核自身磁性及其在外加磁场作用下产生的弛豫特性来描述储层岩石物理特性和孔隙流体特性，具有测量精度高、信息量丰富、资料解释直观等特点。核磁共振测井通过对反映岩石物理性质和孔隙流体流动特性 T_2 谱的含量，获取与岩性基本无关的地层有效孔隙度、可动和束缚流体体积，并估算渗透率；同时可通过特殊测量方式，如差谱、移谱的测量进行储层烃检测。与常规测井相比，核磁共振测井是目前最能够客观反映储层束缚水体的测井项目。

2）阵列感应测井。目前，阵列感应测井如 Schlumberger 公司的 AIT，Baker Atlas 公司的 HDIL 和 Halliburton 公司的 HRAI 等在我国油气田的应用非常普遍，CNPC 也已经在国内研制完成阵列感应测井仪器 AIL。国内外阵列感应测井仪器的基本结构相似，采用单个发射线圈和多个接收线圈的组合，最终利用软件聚焦方法得到不同分辨率（1ft、2ft 和 4ft，1ft = 0. 3048 m）和不同探测深度（5 种探测深度或 6 种探测深度：10 in、20 in、30 in、60 in、90 in、120 in；1 in = 2. 54 cm）的电阻率曲线。其纵向分辨率好于一般常规侧向测井和感应测井，适合于砂泥岩薄互层测井评价，对评价因砂泥岩薄互层导致的低阻储层有利。

3）电缆地层动态测试技术。RDT 是 Halliburton 公司开发的新一代地层动态测试器，MDT 是 Schlumberger 公司在 RFT 基础上开发的模块式地层动态测试器；而 RCI 是 Baker Atlas 公司研制的地层动态测试仪器。它们提高了压力测量精度，增加了流体取样和流体实时分析功能，其最大优势是可以对储层含油性进行直观、快捷、准确的评价；是目前快速识别油气水层的最有力手段，同时其压力剖面是确定流体界面的最有效证据。现代电缆地层测试技术费用昂贵，对井眼轨迹、质量和泥浆性能等测井环境有较高的要求，作业风险较大。

4）C/O、PND 测井技术。C/O、PND 测井是以核物理理论为基础，在套管中进行施工的测井技术。C/O 测井分别选择碳元素（C）和氧元素（O）为储层中油和水的特征元素，选择硅元素（Si）和钙元素（Ca）为岩性指示元素；避开了油水层电性的高低，减小了泥浆侵入的影响；是识别低阻油气层较有效的测井技术，也是老井中挖掘因高矿化度泥浆导致了低阻的油气层的最有效手段。PND 测井技术对 C/P 技术进行了大幅度改进，提高了记数率和信息丰度，改善了测量精度，拓宽了储层物性条件的适用范围。但 C/O、PND 测井技术仍受储层物性的限制，在较差储层条件下应用存在较大局限性。

5）极化率测井。极化率测井是一种电化学测井技术，主要通过对地层通电极化，测量极化电位随时间的衰减关系。根据自然电位和极化电位的形成过程可知，自然电位、极化率与地层水离子浓度及地层阳离子交换量关系密切，利用极化率、自然电位资料能够确

定出储层的储层阳离子交换量和地层水电阻率。因此，极化率测井技术的问世提供了一种从测井资料中直接提取储层阳离子交换量的有效技术。

（2）特殊测井系列的优化设计

在这一环节，需要重点分析低阻油气层识别过程的关键问题，研究特殊测井技术与评价对象、测量环境、储层条件的适配性以及项目实施所带来的综合效益情况。因此，将特殊测井项目分为针对性项目和选择性项目。针对性测井项目主要是根据不同低阻油气层成因类型及特点，为解决某一类低阻油气层识别与评价问题而设置，具有较强的针对性。选择性项目的设置主要考虑设计的预见性和项目的优势互补。在保障综合效果的情况下，尽量为后续的解释工作提供更丰富、准确和完善的基础资料。

1）高束缚水含量型。这类低阻油气层的一个显著特点是低含油饱和度，油气层中含有大量的束缚水。获取准确的储层孔隙结构、流体物征等参数，尤其是束缚水饱和度参数是这一类低阻油气层识别与评价的关键。因此，将核磁共振测井作为解决高束缚水含量型低阻油气层的针对性项目测井，而电缆地层动态测试（RDT/MDT/RCI）可以作为选择性项目。

2）粘土附加导电型。前文已叙，这类低阻油气层富含蒙脱石、伊利石等有效粘土。一方面有效粘土具有较强的附加导电性；另一方面，粘土矿物的存在使储层孔隙结构相对复杂化，增大了束缚水含量。两方面的因素均会导致油气层电阻率降低，一般以第一方面因素为主导，储层阳离子交换量越高，油气层电阻率降低的幅度越大。这类低阻油气层尽管电阻率绝对值较低，但含油饱和度可能较高。

解决这类低阻油气层的关键是构建合理的储层解释模型，Waxman - Smits（W - S）模型是重要选择。可以通过粘土附加电子的校正，突出含油性对储层电阻率的贡献。为了从测井资料中较准确地提取地层阳离子交换参数，可以将极化率测量作为解决该类低阻问题的针对性测井项目，核磁共振测井和电缆地层动态测试（RDT/MDT/RCI）作为选择性测井项目。

3）砂泥岩间互型。由于测井仪器纵向分辨率的限制，油气层中的层状泥质或砂泥岩薄互层叠加的油气层电阻率会有不同程度的降低。根据这类次致低阻储层的成因机制，可以采用高分辨率感应测井或者列阵感应测井解决此类低阻问题。

4）泥浆侵入型。这类次致低阻储层主要受泥浆电阻率及浸泡时间的影响。根据储层含油性评价的需要，若是盐水泥浆老井，可以有针对性地进行过套管电阻率测井，以获取原状地层电阻率，从而准确识别遗漏的低阻油气层。同时，在储层物性条件较好时还可以选测 C/O 和 PND 替代套管电阻率测井项目，从而减少成本投入。若是盐水/淡水泥浆钻井的裸眼井，可以考虑选择阵列侧向测井/阵列感应测井作为针对性的测井项目，同时建议尽量及时测井；以减少泥浆浸泡时间，降低泥浆侵入影响。

可以把上述分析和测井系列设计观点汇总为下表（表 6 - 8）。

对低阻油气层的认识是一个不断深化的过程，又加之低阻储层的形成往往受多种因素共同影响，可以肯定低阻油气层测井设计不是一成不变的。它是一个随着研究成果和认识的深化而不断修正和完善的过程。对此，应该有清醒的认识。

表 6-8

低阻成因类型	基本测井项目	特殊测井项目	
		针对性项目	选择性项目
高束缚水含量型	补偿密度、补偿声波、补偿中子、井径、自然伽马、自然电位、双感应组合（双侧向组合）	核磁共振测井	极化率、电缆地层动态测试（RDT/MDT/RCI）
粘土附加导电型		极化率测井	核磁共振测井 电缆地层动态测试（RDT/MDT/RCI）
砂泥岩间互层		阵列感应测井	
盐（淡）水泥浆侵入型		过套管电阻率测井/阵列电法测井	C/O、PND

2. 测井新技术识别低阻储层应用

阵列感应测井是20世纪90年代发展起来的测井新方法。在完成常规基本系列测量的同时，有针对性地选择了阵列感应测井。下面给出两口井的测量实例说明阵列感应测井在低阻储层识别中的有效性。

由于地层水矿化度较低、岩性较细、泥质含量较重、某种粘土矿物相对富集和泥浆侵入等原因，低阻油气层及高电阻水层并存，油气层与水层的电阻率值一般差异不大。

在某凹陷的一口探井中于2002年7月实施AIT测井，该井同时进行了双感应测井。在双感应电阻率测井中，油气层电阻率9~10Ω·m，而油水同层的电阻率为10Ω·m，其他水层电阻率5~8Ω·m；而且，无论油气层、油水层或水层，双感应-八侧向电阻率均基本重叠，侵入特征不明显。AIT测井对油、水层的响应特征则十分明显，油气层电阻率达10~18Ω·m，而且AIT呈十分明显的减阻侵入特征；油水同层顶部电阻率为10Ω·m，AIT呈不明显的减阻侵入特征；底部电阻率降为8Ω·m，AIT呈增阻侵入特征；其他水层的电阻率为5~7Ω·m，AIT呈明显增阻侵入特征。

另33X井Es_3^2段7、8号为测井解释层，地层埋深1050~1070m，录井无任何显示，复查岩屑无显示，井壁取心无显示，气测显示级别低，现场录井和气测均解释为含气水层。但是，阵列感应在这一段呈现出异常高阻（深探测感应电阻率最高达50Ω·m），而且呈明显的减阻侵入特征。水层的电阻率值仅为6~8Ω·m，与常规双感应测井结果相当，而且呈增阻侵入特征。8号层（1064~1067m）顶部进行试油，结果获日产气23640m^{3}的工业气流。

总体看来，阵列感应测井可以提高油气层与水层的分辨能力；对于油气层，普遍具有较高电阻率值，而且呈减阻侵入特征。水层电阻率呈低值，阵列感应电阻率重叠或呈增阻侵入特征。阵列感应测井的这些特征对于识别评价低阻储层是极为有利的。

三、水淹层解释模型研究

（一）水淹层解释的基本特点

从地质和油藏工程的基本知识出发，我们认为开发过程中的水淹层与勘探阶段的油气层相比，有以下几方面的特点：水淹层是注水开发油田动态发展变化过程中的油气层，它

的解释有很强的时间性，它和长期处于静态不变的油气层极不相同。岩心和统计资料说明，油田开发过程中油层的物性参数（孔隙度、渗透率、含水饱和度、粒度中值、泥质含量……）和电性参数（电阻率、声波时差……）均随着注入水的变化和注水开发过程的发展而处于不断的变化中。注水开发的油田地层中多了一种勘探阶段不曾有过的流体（水、汽、化学剂等），而注入的流体本身也因各种因素的变化而不断变化。

由于开发过程中的储层不同于勘探阶段的储层，因而引发出水淹层解释的基本特征：油气层解释使用的基础理论和基本模型是著名的阿尔奇方程，此方程是在油驱水，即油气运移和聚集形成油藏的静态条件下使用的；而水淹层解释则要研究油藏处于注水开发、水驱油的动态变化环境。要充分研究注入的流体所引发的一系列流体变化，充分运用油层的物性参数和电性参数的变化规律。因而不同开发期应使用不同的参数，甚至不同的解释模型，才能获得好的效果。

为此，需要在基础实验研究和基础理论研究的基础上探索建立适合于油田开发过程的测井解释基本模型。

(二) 基础实验结果的理论分析

在勘探阶段和开发初期（无注入水时期），测井解释的基本原理由两部分组成：

$$\text{地层因素}\ F = \frac{R_o}{R_w} = \frac{a}{\varphi^m}$$

$$\text{电阻率指数}\ I = \frac{R_t}{R_o} = \frac{b}{S_w^n}$$

$$\text{经过变换}\frac{R_t}{R_w} = \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n} \tag{6-102A}$$

式（6-102A）即为阿尔奇公式。一般情形下有关系式：

$$\frac{R_t}{R_w} = \varphi(\varphi, S_w, \cdots) \tag{6-103A}$$

从已知的几十种泥质砂岩方程中可以看出，函数中 φ 与 R_w 的关系有两类：一类是 φ 与 R_w 无关（如阿尔奇公式，费特尔公式，双水模型）；一类是 φ 与 R_w 有关（如怀特公式，阿尔奇公式，道尔公式，施米德公式，赫森公式，斯仑贝谢公式等）。以下研究与 R_w 无关的一种常用形式。

式（6-103A）变换得：

$$\frac{R_t}{R_w}/\varphi = 1 \tag{6-104A}$$

我们称 R_t/R_w 为油层地层因素（或称油层因素）。

在注水开发时期，由于注入水电阻率与原始地层水电阻率 R_w 不同，式(6-104A)不成立。我们根据南阳油田测井公司对油田开发期的岩心进行过的岩电特性的实验研究结果进行分析，认为这些实验数据表现了油层水淹后，岩电特性的一般变化规律。基于这个原因，在充分尊重实验数据的基础上，进行理论分析，从而得出更加符合理论规律的水淹层解释模型。

按照9块岩样的实验数据，绘制出 $R_r/R_w/\varphi$ 和 S_w 的关系图（图6-51、表6-9）。

从图6-51、表6-9的实验数据看出，$R_t/R_w/\varphi$ 不但与 S_w 有密切的关系，而且与注入水电阻率 R_{wp} 有一定的关系，这种关系可用下式表示：

表 6-9　9 块岩样的有关参数

岩心编号	1	4	6	6a	7	17	42	46	60
原始地层水矿化度	5000	1000	5000	5000	5000	5000	5000	5000	5000
注入水矿化度	500	5000	10000	1000	1000	10000	1000	500	10000
$R_w/\Omega\cdot m$	0.51	2.25	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51	0.51
C_p/C_w	10	0.2	0.5	5	5	0.5	5	10	0.5
$\varphi/\%$	19.92	23.69	23.33	22.11	19.67	20.27	20.93	22.28	19.81

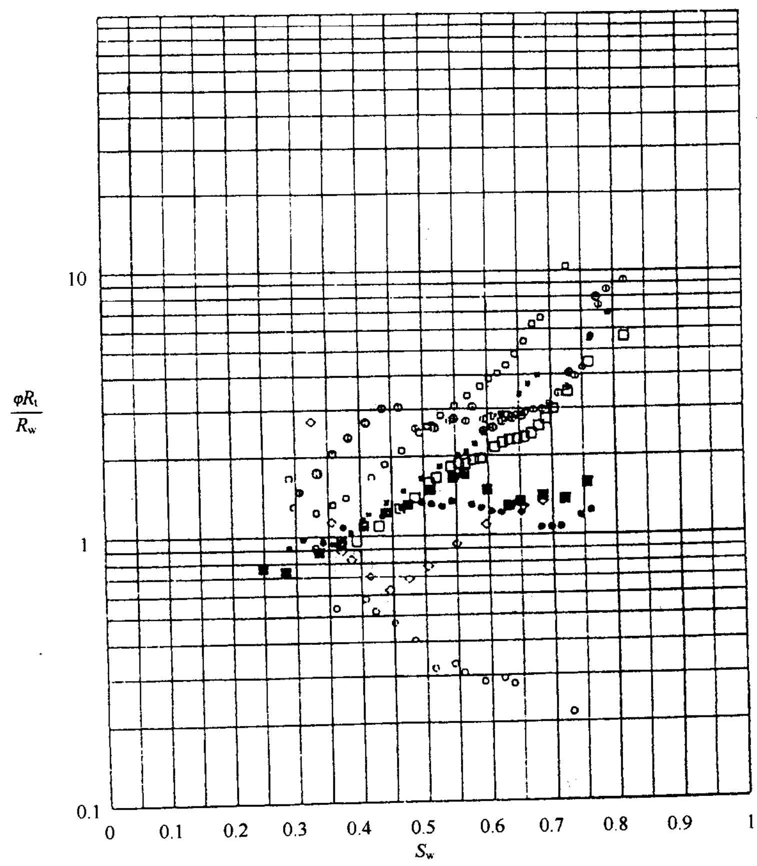


图 6-51　$\frac{\varphi R_t}{R_w}$与 S_w 的实验关系图

$$R_t/R_w/\varphi = f(S_w, R_{wp}, \cdots) \tag{6-105A}$$

以下结合实验规律，求出 f 的具体形式。

作变换

$$\begin{cases} \eta = \ln\left(\dfrac{R_t}{R_w}/\varphi\right) \\ \zeta = \dfrac{S_w - S_{w1}}{S_{w2} - S_{w1}} \\ \sigma = R_{wp}/R_w \end{cases} \tag{6-106A}$$

式中：S_{w1}为束缚水饱和度；S_{w2}为只剩残余油时的含水饱和度。

式（6－105A）两边取对数得：

$$\eta = \ln f = \lambda(\zeta, \sigma, \cdots) \tag{6-107}$$

由实验结果，可以证实下式成立

$$\eta = \lambda = g(\zeta) \cdot \ln\sigma \tag{6-108}$$

显然，ζ 的取值范围在 0～1。

以下通过分析求出 g（ζ）的形式。

1）水驱开始时：

$$S_w = S_{w1}, 即\ \zeta = 0$$

此时

$$\frac{R_t}{R_w}/\varphi = 1$$

因此

$$\eta = \ln\left(\frac{R_t}{R_w}/\varphi\right) = 0 \tag{6-109}$$

由式（6－108）得

$$g(0) = 0 \tag{6-110}$$

2）水驱结束时：

$$S_w = S_{w2}, 即\ \zeta = 1$$

此时地层水电阻率为注入水电阻率，因此下式成立

$$\frac{R_t}{R_{wp}} = \varphi$$

由此得

$$\eta = \ln\left(\frac{R_t}{R_w}/\varphi\right) = \ln\left(\frac{R_{wp}}{R_w}\right) = \ln\sigma \tag{6-111}$$

将式（6－108）代入式（6－111），得

$$g(1) = 1 \tag{6-112}$$

在注水过程中，g 要随 ζ 单调变化，因而取 g（ζ）为下述形式

$$g(\zeta) = \zeta \tag{6-113}$$

由前述实验数据和符合实验结果的理论分析，在分析 φ 与 R_w 无关的一类方程中，我们可以得到水淹层解释的基本模型——称为水淹模型。

$$\ln\left(\frac{R_t}{R_w}/\varphi\right) = \left(\frac{S_w - S_{w1}}{S_{w2} - S_{w1}}\right)^a \times \ln\sigma \tag{6-114}$$

其中，a 为经验参数。

图 6－52 即为此基本模型计算得出的 $R_t/R_w - S_w$ 关系。

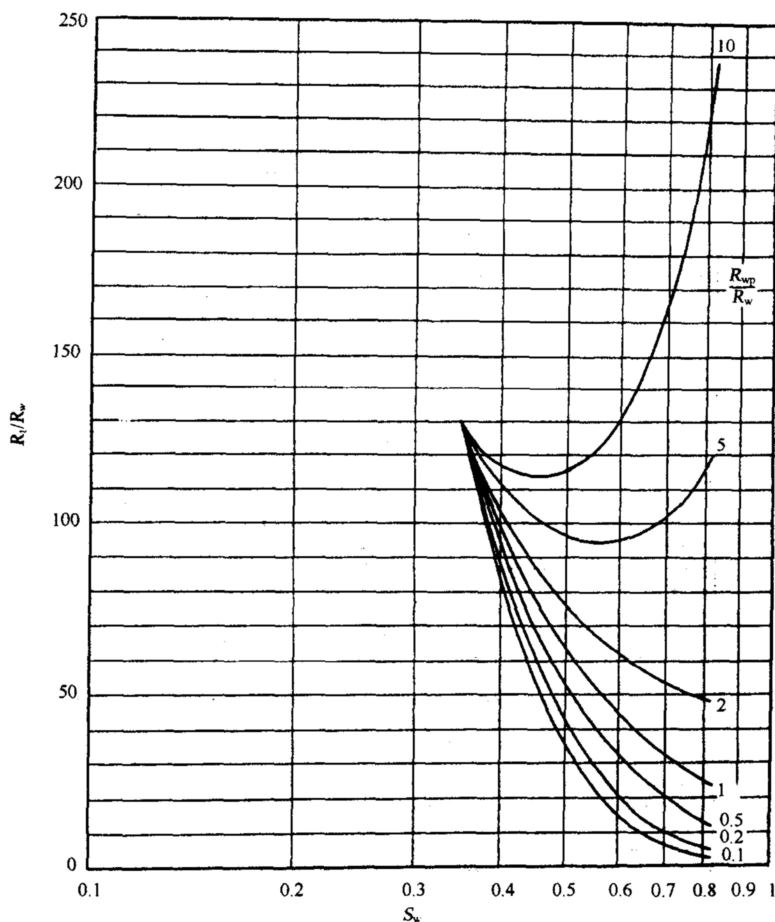


图 6－52　地层水与注入水的电阻率比值（R_t/R_w）与 S_w 的关系

其中取：

$$\varphi(\varphi, S_w, \cdots) = \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n} \tag{6-115}$$

在图上，当 R_{wp} 足够大时（一般为 R_w 的 2.5 倍以上），一个 R_t 值对应两个 S_w 值（图 6－53）。

下面分析几个特例，即几个边界条件的情况。

1）当 $R_{wp}=R_w$ 即注入水的矿化度与原生地层水矿化度相同。

由于

$$R_{wp} = R_w \qquad \text{则} \ln\frac{R_{wp}}{R_w} = 0$$

方程

$$\ln\left(\frac{R_t}{R_w} / \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n}\right) = 0 \tag{6-116}$$

去掉对数得到阿尔奇方程：

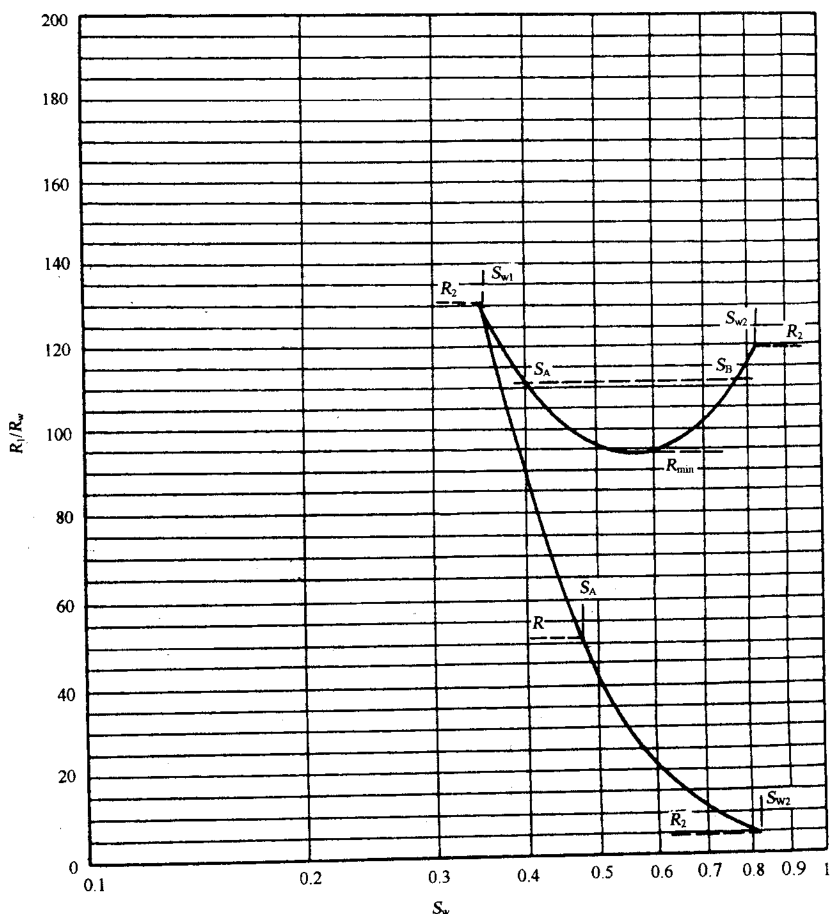


图 6－53　不同情况下 S_w 解释示意图

$$\frac{R_t}{R_w} = \frac{a \times b}{\varphi^m S_w^n}$$

2）开发初期 $S_w = S_{w1}$。

此时

$$\zeta = \frac{S_w - S_{w1}}{S_{w2} - S_{w1}} = 0$$

方程

$$\ln\left(\frac{R_t}{R_w} / \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n}\right) = 0 \qquad (6-117)$$

去掉对数得到阿尔奇方程：

$$\frac{R_t}{R_w} = \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n}$$

3）开发结束期 $S_w = S_{w2}$。

此时

$$\zeta = \frac{S_w - S_{w1}}{S_{w2} - S_{w1}} = 1$$

方程

$$\ln\left(\frac{R_t}{R_w} / \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n}\right) = \ln\frac{R_{wp}}{R_w}$$

得到：

$$\ln\left(\frac{R_t}{R_w}\right) = \ln\left(\frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n}\right) + \ln\frac{R_{wp}}{R_w} \tag{6-118}$$

去掉自然对数得：

$$\frac{R_t}{R_w} = \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n} \times \frac{R_{wp}}{R_w}$$

$$\frac{R_t}{R_{wp}} = \frac{a \times b}{\varphi^m \times S_w^n} \tag{6-119}$$

此式为以注入水电阻率 R_{wp} 为地层水电阻率的阿尔奇公式。

上述分析说明，在这几个特例（边界条件）情况时，水淹模型即为阿尔奇公式。反过来说，阿尔奇公式是水淹模型的特例。

第七章　测井地质解释

第一节　测井资料的地质解释

一、测井地质解释的内涵与外延

测井地质解释已经形成一门新兴的学科，称作测井地质学。确切地说，测井地质学是以地质学、岩石物理学和测井学的基本理论为指导，综合运用信息量庞大的测井信息，解决储层地层学、构造地质学、沉积学、地质学以及油田地质学中各种地质问题的一门科学。

测井地质学是地质和测井两大学科相互交叉、渗透而派生和发展起来的新兴边缘学科，是20世纪80年代到90年代石油勘探事业和石油科技飞速发展应运而生的地球物理学和地质学相结合的一个分支学科。地质学和地球物理测井学是两门自成体系相对独立的学科，都有着各自的基本理论和解决问题的方法。随着勘探难度的加大，石油勘探中提出的地质问题越来越复杂。因此，就必须通过地质、测井紧密结合，采取多学科综合研究即测井地质学来解决这些难题。测井地质学是石油勘探生产实践活动的产物，反过来它又能较好地解决石油勘探中的实际问题，从而促进生产实践活动的进一步发展。

二、测井地质解释研究的内容

研究测井地质学原理及其在油、气等能源勘探与开发中的应用。第一部分为油、气储层的基础地质研究。包括地层层序划分和标定、油储精细地质构造研究（区域局部构造断层研究）、裂缝性储集带定量研究、构造地应力分析（确定裂缝油储发育分布规律、裂缝发育控制因素、形成机理等）；测井地质解释的沉积学研究，包括测井相分析、沉积岩层理构造研究、沉积相的标定、沉积微相的分析、欠压实泥岩研究、沉积岩粘土矿物研究，等等。第二部分为石油地质问题研究。利用测井信息解释油、气、水层，确定含油岩系的孔隙度、含油饱和度是当今各油田采用的解决石油地质问题的常规手段；除此以外，利用测井信息研究生油层、盖层及油气的生、储、盖组合形式。第三部分是测井地质学的油田工程地质研究。在油气勘探和开发的生产实践中，综合各种测井信息，应用于地震解释设计、钻井设计、油井压裂、试油过程中的钻井液配制、套管的损伤和变形、油层保护等工程地质的研究，是测井地质研究的又一新领域。综合测井信息还可以应用于大地应力场的研究、岩石学性质及可钻性的研究，三次采油中剩余油饱和度及剩余油分布的研究，这些都属于测井地质学所要研究的对象和内容。

三、测井地质解释的研究方法论

测井地质学的研究建立于地质学和岩石物理学理论基础之上，以地质信息和测井信息的提取为依据，通过地质信息和测井信息间的正演和反演过程，建立测井解释地质模型，

以期解决地质问题。

（一）测井地质解释研究的逻辑步骤

1. 钻井岩心和野外露头的观察

露头和岩心观察是地质学及测井地质学研究的基础，通过露头和岩心的观察可获取诸如地层、岩性、岩石物质成分、结构、构造、沉积组合、生、储、盖条件等大量的地质信息和第一性资料。以此为基础，可建立起地层层序、沉积相和生、储、盖组合等概念模型。

2. 地质刻度测井

应用野外露头，钻井岩心和实验室分析化验获取的地质信息和参数，进行各种测井曲线的标定和刻度。通过建立正演和反演模型，建立正确可靠的岩电关系，为提高测井地质解释的精度奠定坚实的基础。

3. 测井资料的处理

根据各种地质基础资料和测井系统，进行资料的可行性评价及数据处理；并对测井曲线校正和资料处理，是测井地质学研究的重要环节。

4. 测井资料的地质解释

在岩石物理研究的基础上，以大量的地质资料所建立的地质模型和测井资料处理结果为依据，完成测井地质解释工作。

（二）测井地质解释的数据资料向地质信息的转换

地球物理测井资料实质上是井剖面岩层各种物理性质（如导电性、放射性、电化学特性等）的二维或三维分析，是一组数据。这些数据仅仅间接地反映了岩石地质特性（如，岩石的成分和结构），而岩石性质的描述信息大量的是不便于数量化的知识信息。

测井地质解释理论和技术的发展，其主要目的是指导测井问题得到正确分析解，解决井中物理场的计算和非均匀介质中测井仪器的测量值问题，即深刻完成由测井数据信息到地质信息知识信息的转换。原理如下：

1. 测井数据特点

测井结果（Y）由地质剖面的影响因素参数（W）、井的影响和测量误差（V）所确定。其科学关系表示为

$$Y = A(W) + V$$

式中：A 为测量转换系数。上式仍可表示为

$$Y = A(U)$$

式中：$U=$（W，V），为全影响因素集。这是一种初等函数关系，U 为自变量，Y 为因变量，Y 是 U 的复合函数。

通过上述分析可以看出，不能直接对地质剖面（岩性与含油性等）进行观测。测井分析者只能用 Y 数值估计地质环境性质 W。因此，测井分析者在解释过程中必须进行以下三种转换，才能得到最终地质成果。它们如下。

1）仪器转换和测量干扰：

$$Y = A_{in}(Y_{gf})$$

2）测井地球物理场转换为地质环境参数：

$$Y_{gf} = A_{gf}(Y_f)$$

3）根据岩性与物性关系进行地质环境参数转换：

$$Y_f = A_{pf}(W)$$

综合以上三种地质和测井数据的转换，其测量转换系数有如下形式：

$$A = A_{in} \cdot A_{gf} \cdot A_{pf}$$

式中：A_{pf}为岩性转换系数；A_{gf}为物性转换系数；A_{in}为仪器响应转换系数。

地质环境性质是受许多地质和钻井条件影响所赋给的特性。其中包括：沉积相、成岩作用、后生变质作用和钻穿地层影响等因素。假设地质和钻井过程为A_G，则可写出：

$$A = A_G[\omega(t)]$$

式中：ω（t）为环境的函数，与地质时代（t）有关。为定义上述参数而列入目的转换系数（C），按照下式定义特征（X）的真值：

$$X = C(U) = C(\omega)$$

或按更为复杂的形式：

$$X = C(\omega, A_G)$$

测井解释和数字处理工作只能把测井资料转换为可定义地质特征的估计值：

$$\hat{X} = B(Y)$$

式中：$\hat{X}$表示为估计值以区别于地质特征真值；B为处理系数。系数A、B和C之间的关系可由下述表达式表示：

$$Y = A(U), X = C(U), \hat{X} = B(Y)$$

或

$$\left.\begin{array}{l} U \xrightarrow{A} Y \xrightarrow{B} \hat{X} \\ \qquad \xrightarrow{C} X \end{array}\right\} \longrightarrow S(p) = \min P_0(ABC)$$

$$P_0 = \int d\Phi(U) P(\hat{X}, X), \min_{B} P_0 \longrightarrow B_{vpt}$$

式中：P（$\hat{X}$，X）表示$\hat{X}$和X之间的差别，即平均解释或处理误差；P_0为地质状况Q_U与概率分布Φ（U）的平均误差；S（P）$=\min P_0$（A，B，C）称为“最佳准则”。

通过以上对测井数据特点的分析，要达到高质量的定量解释或处理效果，应当合理选择测井解释模型，使A，B，C系数合理，误差P_0为最小。

2. *解释方法（或数字处理方法）选择*

定量解释方法，目前主要有三类。即体积模型方法、最优化模型方法和概率统计模型方法。最优化模型方法基础仍然没能脱离体积模型，故上述三种方法中的前两种可视为一类方法。

目前，已经提出和发展了概率统计模型测井解释理论。相应地形成了使成果误差达到最小的以下数字处理方法。

1）进行反褶积运算和方差分析，消除随机影响和最佳划分测井剖面。

2）进行相关和判别分析，实现分类的研究（划分油气水层、裂缝类型等）。

3）进行聚类分析，研究沉积相和环境。

4）人工神经网络算法，进行沉积微相的划分。

5）利用米兰柯维奇、小波分析等周期性模型，进行测井层序地层分析。

6）混沌及随机行走分析方法，进行非线性反演计算。

第二节　测井资料的层序地层学分析

层序地层学由地震地层学发展而来，在盆地分析、有利含油气区带预测等方面得到广泛应用。随着碳酸盐岩沉积学研究的发展，层序地层学的作用上升到在油气田规模上用准层序、准层序组研究地层的时空框架，是地震、测井综合研究的最高水平（Wagoner，1991）。旋回地层学、波动地质学的发展为测井资料更进一步分析高分辨率的层序地层提供了条件，将大量的、高精度的、定量的测井资料用于确定层序、体系域（准层序组）、准层序等地层划分，研究沿井剖面的沉积速率、相对海平面变化，分析其中长短周期的特征并与地区资料结合起来，在多井研究、油藏描述及建立高精度的等时地质模型研究中有重要意义。

一、地质上的层序地层和测井层序的概念

（一）高分辨率层序地层学

Defrazier 和 C. V. Cambell 利用测井、岩心和露头资料分析向上变浅的硅质碎屑岩地层的堆叠形式，经 Wagoner 与层序地层学中活跃的碳酸盐岩的研究相结合，产生了高分辨率的层序地层学。

准层序（又称作副层序）是一套以海水洪泛面或与其可对比的面为界的，相对整合的，彼此有成因关系的层或层组（Wagoner）。准层序以海水洪泛面为界，是向上变浅的，大多数硅质碎屑岩准层序是进积的，是向上变浅的沉积组合；某些硅质碎屑岩和大多数碳酸盐岩准层序是加积的，也是向上变浅的。图 7－1，图 7－2 是准层序的几种形式。

准层序的边界在水深突然增加，超过沉积速率时形成，其过程见图 7－3。

准层序组就是一套有特色的堆叠形式，以明显的洪泛面或与其可对比的界面为界，彼此有成因联系的准层序，分为进积、退积、加积准层序组，其堆叠模式和测井表现如图 7－4所示。从超层序组、超层序、层序、准层序组到准层序，是不断发展、分辨率逐渐提高的层序谱。随着旋回地层学的发展，天文学、地质学进一步结合起来。有多篇报道，在地层露头、钻井剖面中发现 Milankovitch 旋回。俄罗斯学者 г · п · 缅斯尼科娃提出的波动地质学理论也指出，由于天体之间的相互作用，在地层中存在各种各样的周期信号，将上述的层序谱扩充到更广的范围，为超高分辨率层序地层学、测井层序地层学的发展提供了依据。

（二）测井层序地层（电层序地层的概念）

O. SERRA（1970）指出，在大多数情况下，可在某些测井曲线上观测到前进演化随深度而变化的测井响应。这些反映前进演化，是具有由下向上显示岩性匀变的测井曲线形态，称为“测井层序地层（或电层序）”。他并且提出“测井层序地层”为：当测井仪器的纵向分辨率小于研究目的层段厚度时，显示海侵地层和连续前进演化的这一段测井曲线形态。它对应着地质上的某一种沉积的间断。

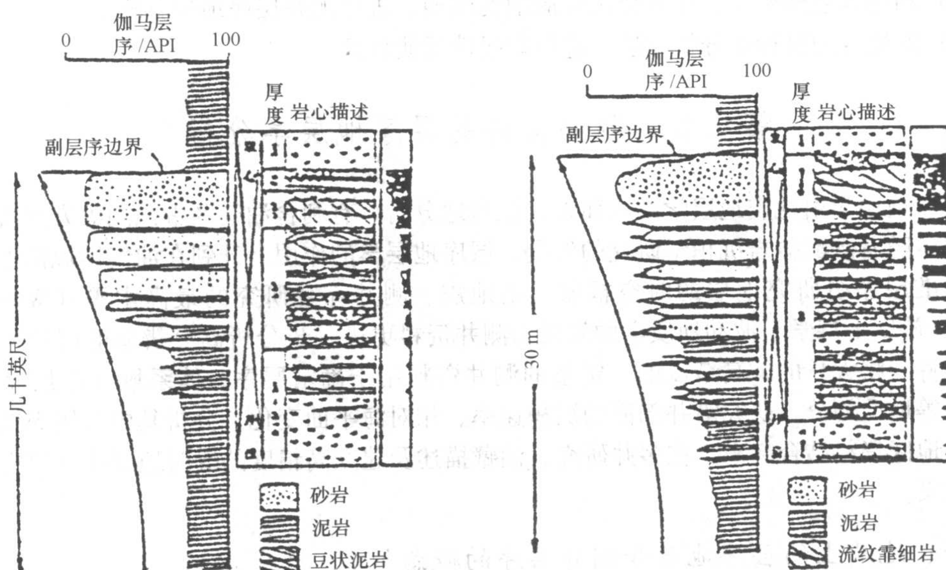


图 7-1　向上变粗的准层序特征
（据 Wagoner，1993）

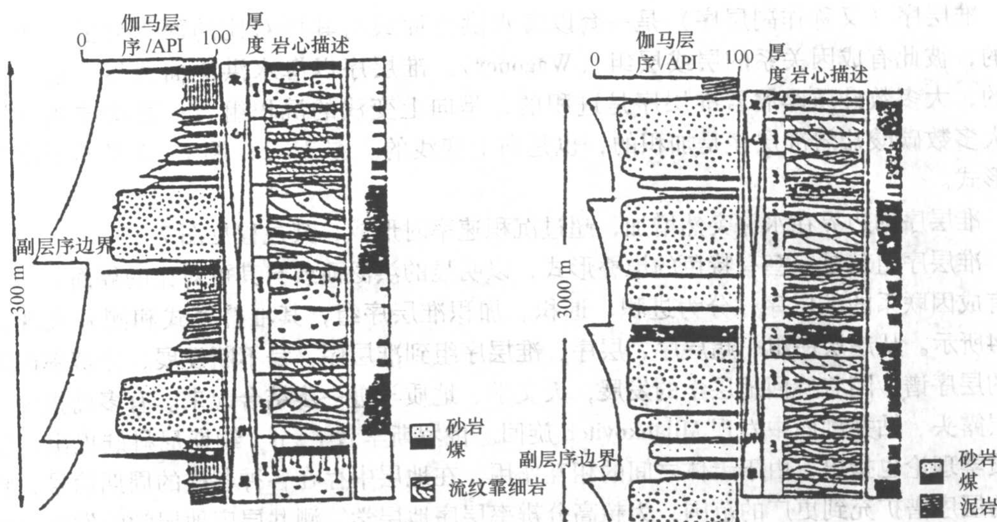


图 7-2　向上变细的准层序特征
（据 Wagoner，1993）

电层序所指出的前进演化，是反映造岩矿物随深度不断改变，即泥质的百分体积在砂岩或石灰岩中有所变化，或者在砂岩中含有放射性重矿物。

结构参数的演化是指粒度的变化反映出正、反粒序；分筛性降低等等。

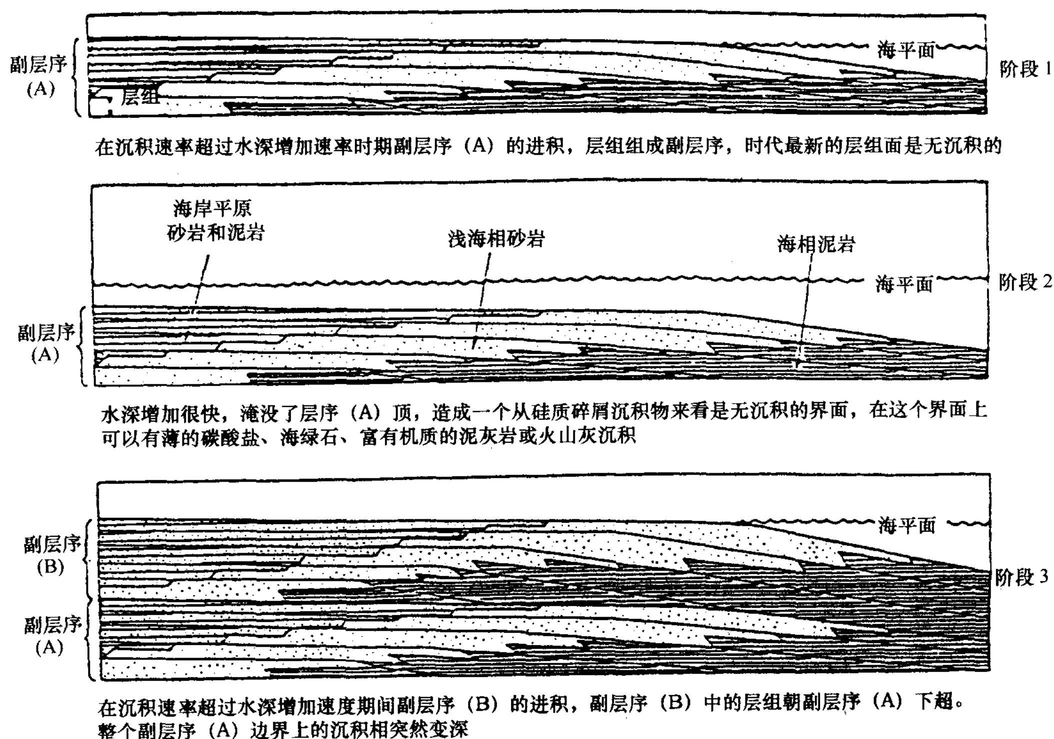


图 7－3　准层序边界的发展情况

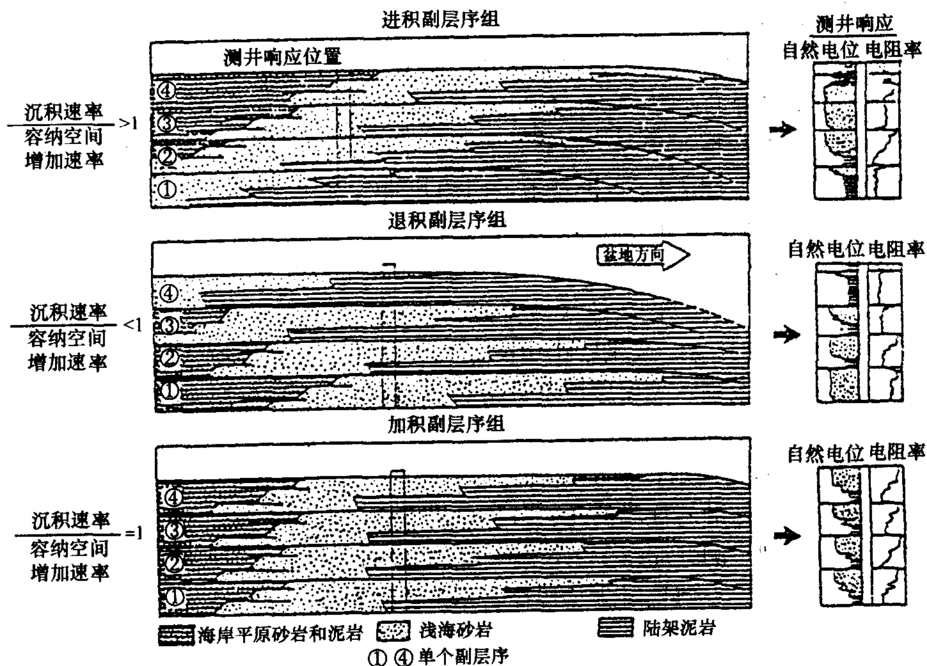


图 7－4　准层序组的堆叠模式和测井特征

（据 Wagoner，1993）

矿物沉积和结构（砾岩→砂岩→泥岩）同时演化。

在油、水储集层过渡带之间，通过电阻率曲线显著地表现出饱和度的变化。

并不是在所有的测井曲线上都能有效地观察出“电层序地层”。通过选择几种垂直分辨率较高的测井方法，例如地层倾角、FMS、微测井等，在通常情况下，对于一级层序（薄层或微观结构）和二级层序（中等粒度或肉眼可观察到的结构），对测井曲线或测井图像进行精细研究时，可以发现很多地层微细变化。

钟形和漏斗形的自然电位曲线形态，对应着的是电层序，并非沉积相或沉积环境。

可以把电层序的概念扩展至整个深度剖面上，并用两个测井变量做成交会图，显示出连续的层序变化趋势。

二、测井层序分析方法

（一）测井层序研究的基本方法

1. 建立地层层序概念模型

根据测井、地震和古生物等资料，识别地震反射界面的等时框架位置，确定层序的界面，建立地层层序的概念模型。地层层序是一个基本的地层单元，它是由成因上相联系的一套整合地层组成，其上下为不整合面，或与之相应的整合面（沉积间断）所限定。高分辨率测井资料可以在地震地层框架内进行准层序、准层序组的划分和体系域的识别；古生物资料的年代测定方法，用来划定层序地层框架的年代，将岩石地层单元转换为时间地层单元。

2. 在层序地层框架内确定出准层序和准层序组的边界

层序边界在测井曲线上通常有明显的响应，一般表现为突变性界面，即单井岩相分析中的岩性突变界面的标志。沉积倾向关键井剖面上的多井对比显示的区域性稳定界面特征也是层序边界的必要条件，该界面应能够在全盆地内进行对比。高分辨率地层倾角测井、井下电视与微电阻率扫描成像方法能够有效地识别不整合的存在。侵蚀面在大多数测井曲线上都有较好的响应。图7－5可清楚地说明测井曲线划分层序确定层序边界的概念。

3. 测井-地质岩相知识库的建立、关键岩相识别、重建岩相序列

（1）测井-地质岩相知识库的建立

研究区出现的岩石类型存在地区性差异，不同的岩性与流体性质导致不同的测井响应。首先要建立完整的测井-地质岩相知识库，实现地质与测井信息的沟通。岩石类型与测井曲线特征间的关系是正确层序地层分析的基础，测井-岩相知识库提供了在测井曲线上识别岩石类型的基本准则。

（2）关键井的岩相识别、重建岩相序列

通过测井曲线与标准岩性库的比较分析可以有效地识别岩性。单井分析能够建立由下到上的垂向岩相序列，测井曲线上由细变粗的特征可以作为准层序的识别标志。关键井一般为取心井，应利用岩心信息对测井解释岩相进行标定。

4. 建立多井关键性剖面

沿主要三角洲沉积中心和三角洲间地区建立沉积倾向剖面；沿各条倾向剖面中部，建立沉积走向剖面。沉积走向剖面的选择应尽量避开冲积扇、河流相和大陆坡、盆地平原相，而以砂泥比适中的三角洲前缘和陆棚相为好。

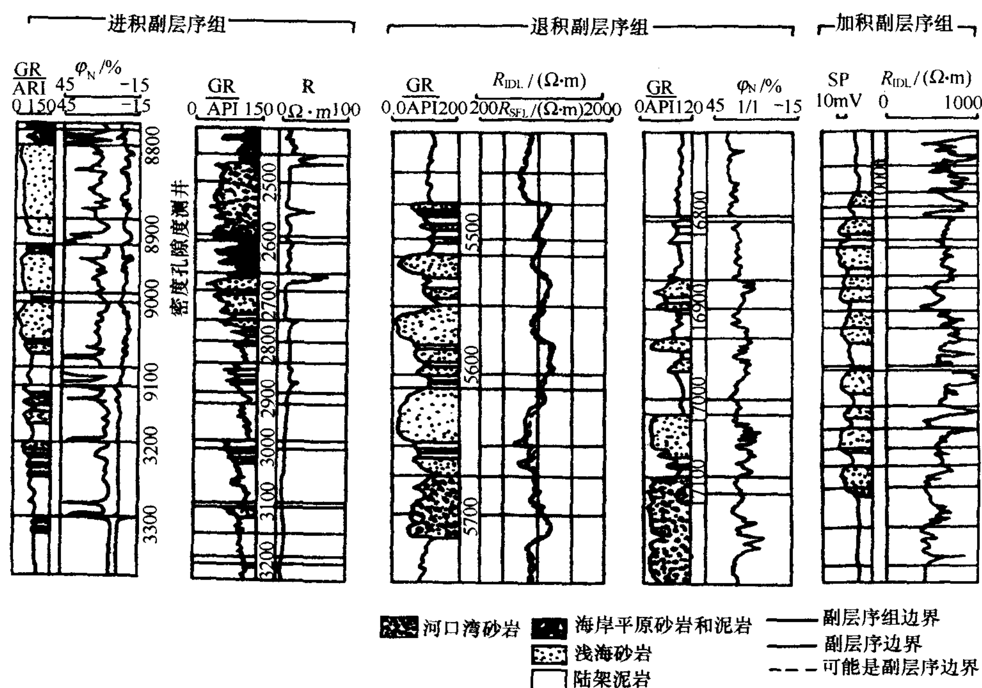


图 7－5　准层序组的测井响应

5. 预测油气分布

层序地层不同单元的平面分布对盆地分析具有重要意义，可以根据层序地层的体系域的分布特征，预测油气的垂向组合。特别是在湖相盆地中，确定与最大洪水面相伴随的湖相泥岩区域的连续性与各项生油指标，有着十分重要的意义。因为这些湖相泥岩是最主要的区域盖层与生油岩。另一方面，就是根据几何体系域的分布，预测油气聚集带。最后根据解释的沉积体系预测油气圈闭类型。

（二）单井测井层序地层分析方法

1. 测井资料预处理

测井资料的预处理包括曲线编辑、环境校正、滤波及归一化等。环境校正是指对井眼条件、钻井液侵入及仪器偏心等非地质因素的校正。深度校正是为了保证每次下井所得到的资料深度取齐。选择一条特征明显的曲线，确定其他曲线的深度错动，并用深度校正程序完成校正，使各曲线反映的地层边界位置一致。

滤波是为了尽量消除曲线上的毛刺、噪声干扰及其他原因造成的曲线抖动和跳动，可用小波变换方法来完成。

归一化是为了使各测井量的量纲统一起来。有时由于个别资料点的畸变（过大或过小），标准化后使某些测井曲线的值趋于零。所以归一化所用的最大值和最小值是平均值加上和减去 2～3 倍方差。

2. 沉积环境和测井岩相分析

（1）用测井曲线形态研究沉积环境

测井曲线形态可以定性的反映地层岩性、粒度、泥质含量变化和垂向沉积序列。常用的曲线有自然电位、自然伽马、电阻率测井，近年来中子、密度、声波等测井曲线形态也被应用于沉积相解释，从而提高了测井曲线形态特征对环境的判断能力。

1）用测井曲线形态要素解释沉积环境的基本原理。测井曲线形态要素，如图7－6所示，主要包括如下内容。

1	幅变	$x/h<1$ 低幅；$1<x/h<2$ 中幅；$x/h>2$ 高幅
2	形态	钟形；漏斗形；箱形；对称齿形；反向齿形；正向齿形；指形；漏斗形－箱形；箱形－钟形
3	顶底接触关系	突变式；渐变式：加速（上凸）、线性、减退（上凹）；顶；底
4	光滑程度	光滑；微齿；齿化
5	齿中线	收敛式：内、（外）；水平；下倾；上倾
6	幅变组合包线类型	后积式（水进式）、前积式：加速、均匀、减速；加积式
7	形态组合方式	齿形；箱形－钟形；漏斗形－箱形；指形－漏斗形；箱形－钟形－漏斗形；齿形－箱形－钟形－漏斗形

图7－6　测井曲线形态与沉积物层序、沉积环境之间的关系

幅度——受地层岩性、厚度、流体性质等控制。一般颗粒粗，渗透性好时显示为高幅度，反映强水流，反之，低幅度显示时反映弱水流。

形态——分单层形态和复合形态两类。单层形态有：箱形反映沉积过程中物源和水动力条件稳定，代表风成砂丘、三角洲分流河道沉积；钟形反映正粒序水进层系，代表点砂坝或河道砂体；漏斗形反映反粒序水退层系，代表滨外砂坝或分流河口砂坝。复合形态为单层形态的复合，表示从一种环境到另一种环境的演变。

顶、底接触关系——反映砂体沉积初期、末期水动力能量及物源供应的变化速度，有

渐变和突变两类。渐变分加速、直线、减速（延迟）三种，反映在曲线形态上呈凹形、直线和凸形。突变往往表示冲刷（底部突变）或物源中断（顶部突变）。

此外还有两个形态要素对判断环境有重要价值。曲线光滑程度——属于曲线形态的次一级变化，可分为光滑、微齿、齿化三级。光滑代表物源丰富，水动力作用强；齿化则代表间歇性沉积的叠加，如冲积扇和辫状河道沉积。次一级齿的中线——也是一种形态要素，当齿的形态一致时齿的中线平行，反映能量变化的周期性，分为水平平行、上倾平行和下倾平行三类。当齿形不一致时齿中线相交，分为内、外两种收敛，各反映了不同的沉积特征。

2）从测井曲线形态中可辨认出的各种理论沉积形式。沉积学研究表明，贯穿整个沉积层序呈旋回分布的颗粒大小、岩矿成分反映了沉积物形成的环境特征。一定的沉积旋回可以通过测井曲线开头加以识别。各类沉积环境的测井曲线特征，以及主要适用于大段层系对比的相标志，归纳于图 7-6 中。

冲积扇在平面上分为扇根、扇中、扇端三部分，各部分水动力强弱不同，反映在曲线特征上有明显的差异。河流发育于长期沉降、水量丰富的地区，具有正韵律沉积特征。位于上游的辫状河，其河道砂坝的测井曲线以筒形为主；而平原区的曲流河，其点砂坝为正韵律的钟形；废弃河道为筒形；此二者之曲线齿化到微齿，齿中线均向内收敛。三角洲位于海（湖）、陆之间的过渡带，建设型（堆积相）三角洲分为前三角洲、三角洲前缘、三角洲平原三个亚相，表现为自下而上由细变粗的反粒序，顶部为分流河道砂的正粒序。曲线为前积和加积式的组合。建设性三角洲层序中的间断，则表示一个完整层序的破坏（侵蚀相）。

应当指出，由于测井曲线形态所提供的信息具有多解性，不同的沉积环境可以有相似的曲线特征，因此形态分析要与其他相标志结合。

（2）测井岩相的分析

1）电相图的编制及原理。地质沉积相分析采用岩性结构、沉积构造及古生物等一组相标志，识别和确定沉积相。根据这个道理，也可以利用与上述相标志的联系，用一组相同深度的测井响应（参数）确定测井相（因为自然电位、自然伽马测井响应直接反映岩性及粒度的变化），从而进一步对沉积相作出判断。

电相图包括星形图和梯形图（图 7-7 和图 7-8）。电相图上的每条线都代表了一个标有刻度的电测轴。把记录在每根轴上，代表一段地层测井数据的点子连结起来，便形成一个带有测井相特征的形态，同时也可看成是与此测井相相对应的沉积环境特征形态。刻度轴上的测井值可以只读极大值，也可以同时标上极大值和极小值，这样可以同时观察图形特征和极大、极小值的相对变化，增加了可供分析的信息量。

2）电相转换成岩相。人工识别电性相特征是，首先在资料齐全、岩相特征清楚的单井剖面上进行预分层，将所有经过预分层得出的沉积单元分别作电相图；然后归纳出与沉积环境相应的图形，比较其形状，将形状相近的图形归为同一测井相；经过岩心资料标定后，建立起电性相标准模式，与相邻模式作沉积相对比，从而建立区域电相模式。

图 7-7、图 7-8 表现出的两种电相形态，表征两种环境。两种电相之间的形态差异便可作为彼此划分的依据，因此可以将一口井分成若干个电性相段。

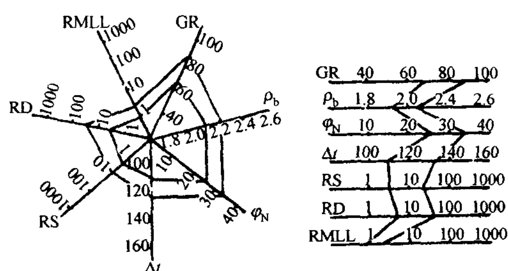


图7-7　河口坝

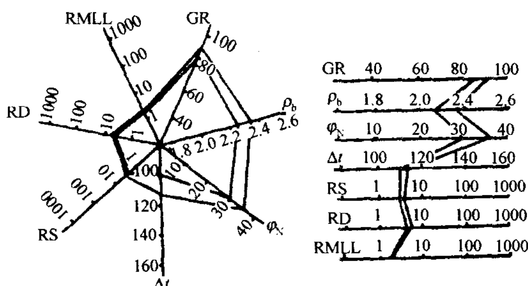


图7-8　分流河道

电相的手工划分繁琐费时，可以利用编制的专用软件，在计算机上实现电相连续自动划分。

3）测井相标志与地质相标志的关系——测井相的地质解释模型。有关内容可阅读第三节沉积学研究中“测井相标志与地质相标志的关系”部分。

（3）层序地层分析的测井解释

层序地层学研究方法的核心是层序分析，而层序分析的目的是为了识别和划分沉积相层序。

1）沉积粒序的微旋回特征研究。

正粒序模型。一般为钟形，即自然伽马向上逐渐增大，而自然电位自下而上由高负异常幅度向低负异常幅度甚至到基线附近变化。

反粒序模型。对应于漏斗形测井曲线，即自然伽马向上逐渐减小，而自然电位自下而上由基线或低负偏向高负偏变化。

复合粒序模型。对应于复合形态的测井曲线，即由两个或两个以上钟形、漏斗形自然电位和自然伽马曲线连续变化组成。

无粒序模型。对应于箱形或平直测井曲线，即自然电位及自然伽马曲线形状自下而上不变或只是微齿化。

将各种粒序模型对应于各种沉积亚相、微亚相中，针对沉积研究中地层层序成旋回分布的颗粒大小、岩性粗细变化在测井曲线上的不同反映，总结出各种沉积亚相、微相的层序变化曲线形态组合特征归结于图7-16，具有广泛的实用性，实践检验是正确的。目前，在沉积研究中普遍使用，并被广大沉积学家承认和应用。

岩相组合(成分、颗粒)大小测井解释模型。以岩性相分析程序识别各种岩性组合类型和计算机定性、定量处理，是始终受到人们关注的课题，近几年来得到了广泛的应用。

2）测井曲线米兰柯维奇（MILANKOVITCH）旋回分析。

米兰柯维奇周期是塞尔维亚人Milankovitch于1920年证明的天文周期，即地球轨道的岁差、地轴斜率及偏心率周期。岁差（近日点的变化）变化周期为1.9万年和2.1万年，地轴斜率（又称斜度，指黄赤交角）周期为4.1万年，偏心率（指地球轨道由近圆到椭圆再到近圆的变化）主要周期分别为41.3万年，12.5万年和9.5万年。如图7-9所示是米兰柯维奇周期图。

这些周期影响到气候，通过气候影响到沉积物供应，沉积水体的大小。这些以岩性、

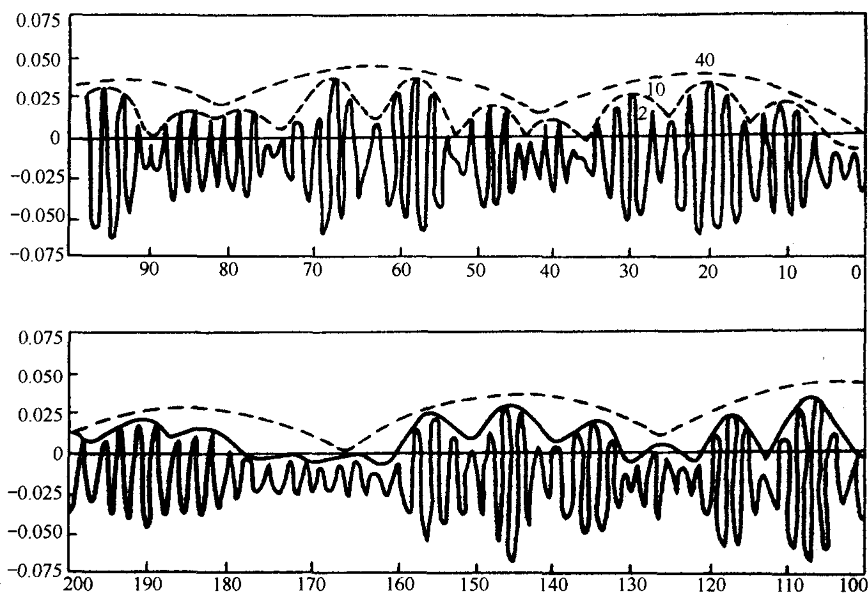


图 7-9　主要米兰柯维奇周期变化曲线

（据 Broecher，1972）

岩相、单层厚度、物性的变化记录在地层中，这些周期变化规律会相应地体现在地球物理测井中。设计一定的数据处理系统就可以提取这种周期信号。可以说米兰柯维奇周期是一记录在地层中的“时钟”，是反映地层剖面时间变化的不变量（图 7-9）。

通过适当的深度窗滤波，进行 FFT 功率谱或最大熵谱计算；并分析谱峰形态与谱峰结构，就可得出沉积速率定性描述，计算出沉积速率。如图 7-10 是根据 Rilm 曲线计算的最大熵谱结果，图 7-11 是据此计算的沉积速率。

经与钻井结果的岩性、岩相对比，沉积速率的计算已被证实是合理的。这就为研究沉积演化，为地层模拟等提供了定量的依据。另外，改变这种处理分析方法中的参数可分析出测井曲线中的其他周期变化规律。

任何一个地质过程都是十分复杂的，既受某些确定性的地质因素的控制，也受某些随机性的地质因素支配。也就是说，复杂的地质过程都应当是确定性与随机性两种过程在时间、空间上不同层次的复合过程。米兰柯维奇链型作为一种随机模型是研究地层沉积层序较好的方法。

A. 离散米兰柯维奇链和转移概率矩阵。设 $x=\{x_n,\ n=0,\ 1,\ \cdots,\}$ 是定义在（Ω，Γ，P）上的离散参数的随机过程，其状态空间 S 为可列集或有限集。如果 x 具有下式定义的米兰柯维奇性（无后性），即对任意的非负整数 n，及任意的状态 i_0，i_1，…，$i_{n+1} \in S$，只要 $P\ (x_0=i_0,\ x_1=i_1,\ \cdots x_n=i_n)\ >0$，总有

$$P(x_{n+1}=i_{n+1} \mid x_0=i_0, \cdots x_n=i_n)=P(x_{n+1}=i_{n+1} \mid x_n=i_n)$$

成立，则称 x 为离散参数的米兰柯维奇链。

设 $x=\{x_{n,n}=0,\ 1,\ \cdots,\}$ 是米兰柯维奇链，其状态空间 S 不妨取为 $\{1,\ 2,\ \cdots,\}$

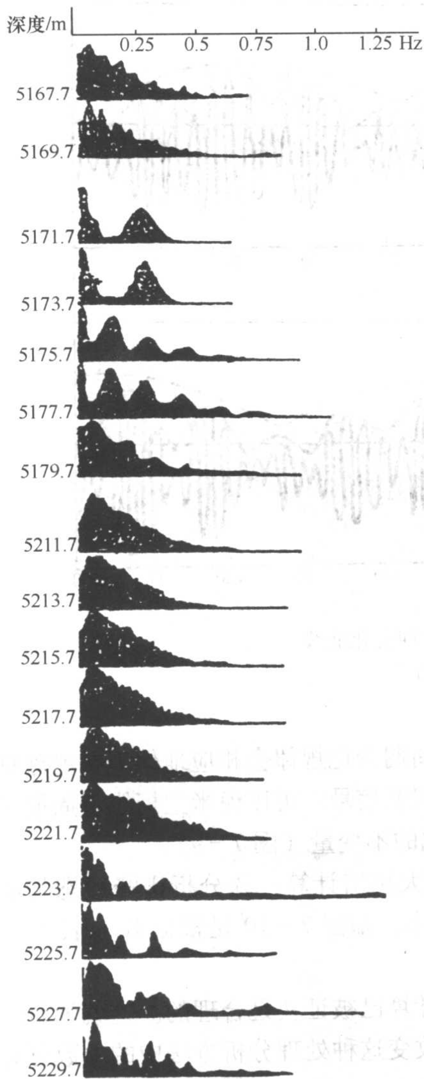


图 7－10 最大熵谱计算结果

选自新疆塔里木某井；据李庆谋，1994

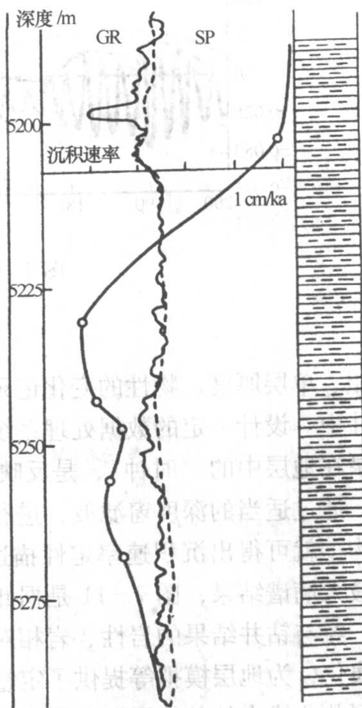


图 7－11 沉积速率计算结果

选自新疆塔里木北部某井；据李庆谋，1994

或 {1, 2, …, N}。x 在时刻 n 处于 i 状态的条件下，经过 m 步转移，在时刻 $n+m$ 到达 j 状态的条件概率 $P(x_{n+m}=j \mid x_n=i)$ 称为 x 的 m 步转移概率记为 $P_{ij}(n, n+m)$ 或 ${}_nP_{ij}(m)$，以 ${}_nP_{ij}(m)$ $(i, j \in S)$ 作为第 i 行第 j 列的元素排成的矩阵 ${}_nP^{(m)}=[{}_nP_{ij}(m)]$ 称为 x 的 m 步转移概率矩阵。

B. 遍历定理与极限概率。米兰柯维奇链的直观意义是：系统无论从哪个状态 E_i 出发，当转移步数 t 充分大后，它到达状态 E_j 的概率是一个不随时间变化的常数 P_j。也就是说，无论初始状态如何，经过若干步转移后，都将处于平衡状态。因而反过来，当 t 充分大时，可用 P_j 作为 $P_{ij}^{(t)}$ 的接近值。这样，便可解决当 t 很大时高阶转移概率计算问题。

P_j 称为米兰柯维奇链的极限概率。遍历性的中心问题是要确定在什么样的条件下，转移概率的极限才是存在的，极限概率是否构成一个概率分布，以及如何计算极限概率 P_j。

遍历性定理是指对于有限状态的米兰柯维奇链，若存在一个正整数 s，使得 $P_{ij}^{(s)}>0$ 对于任何 i，$j=1$，2，…，m）都成立，那么：

$$\lim_{n\to\infty} P_{ij}^{(n)} = P_j$$

存在，并且与 i 无关。上式中的 $\{P_1, P_2, \cdots, P_m\}$ 是方程组：

$$P_j = \sum_{i=1}^{m} P_i P_{ij}^{(1)} \qquad j = 1,2,\cdots,m$$

在满足条件：

$$P_j > 0, \sum_{j=1}^{m} P_j = 1$$

时的唯一解。

C. 米兰柯维奇链型研究沉积旋回的方法及应用。

a. 直接利用矩阵 P 简化旋回模式。根据遍历性定理，由频数矩阵计算出剖面的极限概率。以最大概率为初始状态可获得剖面的主要旋回模式，同时也可得到剖面内各岩性的（层数）百分比。若在准层序内分别计算其极限概率，则可以在纵向分析准层序的沉积特征，进而作为确定准层序边界的依据之一。

如 TZ402 井 3229～3386 m 井段岩性有石灰岩、煤岩、泥岩、砂质泥岩、泥质粉砂岩、粉砂岩、细砂岩和砂砾岩，所对应的极限概率为（0.139，0.052，0.362，0.1068，0.0767，0.0789，0.1550，0.0295）。可见此剖面岩性从泥岩、细砂岩、石灰岩、砂质泥岩……到砂砾岩依次减少。另外，根据概率转移矩阵可得到此剖面的主要旋回模式为：砂岩→细砂岩→粉砂岩→泥岩。

b. 利用熵图确定岩相序列的旋回类型。熵在数学中通常用作不确定性的度量，也可引用它来研究沉积旋回的类型，定义：

$$E_i^{\text{post}} = - \sum P_{ij} \log_2 P_{ij}$$

为后熵。

同理，定义

$$E_i^{\text{pre}} = - \sum P_{ij} - \log_2 q_{ij}$$

为前熵，其中 $Q_2 = \{q_{ij}\}$ 称为向下转移概率矩阵。

熵 E_i^{post}、E_i^{pre} 值的大小表示岩性 i 后继和居前诉不确定性。

当 $E_i^{\text{post}}=0$，状态 i 具有确定的后继状态 j。因这时必有一个 P_{ij} 为 1，而其他项为 0。同理，若 $E_i^{\text{pre}}=0$，表示岩性的居前岩性是确定的。

若 E_i^{post} 较小，说明岩性 i 的继前岩性比较确定，对继后岩性有比较强的控制能力。若 E_i^{pre} 较小，说明岩性 i 的继前岩性比较确定，它较多地受继前岩性的控制。

一般概率转移矩从左到右及从上到下，岩性代码所代表的岩性依次变粗。那么，该矩阵的上三角阵元素 up 表示在该地层中从下到上岩性由细变粗的概率；同理下三角阵元素之和 down 表示从下到上岩性由粗变细的概率。给定两个值 α 和 β，

（a）若 $\text{up/down} < \alpha$，则该地层呈正旋回。

(b) 若 down/up < α，则该地层呈反旋回。

(c) 若 $\alpha \leqslant$ up/down < 1 或 $\alpha \leqslant$ down/up < 1，同时 $|E_i^{post} - E_i^{pre}| \leqslant \beta$；则该层段为完全对称旋回。否则若 $|E_i^{post} - E_i^{pre}| > \beta$，则该层段为非完全对称旋回。

如 TZ402 井 3229 ~ 3386m 井段（取 $\alpha = 0.5$，$\beta = 0$），up = 2.73，down = 4.76，则 up/down = 0.574 > 0.5，且 $|E_i^{post} - E_i^{pre}| > \beta$，该层段为非完全对称旋回。

(三) 沉积层序的分形特征研究

1. 分形的概念

简单地说，分形的特点是无特征尺度（即存在标度不变性），但有自相似性。

2. 分数维的计算

(1) 根据测度关系的计算法

其基本原理是：改变观测的范围（一维尺度 r），测得某个量（如 M）随 r 变化的关系 $M(r)$，若能满足下式：

$$M(r) \propto g^D$$

则认为 M 分布的维数是 D。

考虑以某些测井量为坐标，对某一井段考查测井量构成的空间分布，认为点子分布状态（位置、稀疏程度等）反映了某些沉积特征。若以某点为中心，以度量 r 为半径作球面，很明显在一定范围（标度区）内球内的某个量 $M(r)$（密度或点数）随 r 增大而增大。假定此时 r 和 $M(r)$ 的关系满足上式，则此时的 D 值定义为该井段的测度分维。这种方法适合于多条测井曲线求分维。

(2) 时间序列的关联维计算

对单变量的时间（空间）序列，定义关联维来度量其吸引子结构。

3. 分数维的应用

(1) 确定岩性

不同的岩石和岩石组合的成因不同，后期化也有差别，因而岩层内部的结构不同，有不同的分数维值，可以根据分数维值的分布范围定性确定岩石类型。一般来说，厚层砂岩 D 值为 1.5 ~ 1.8；砂岩、泥质砂岩层的 D 值在 2 ~ 3 之间；石灰岩地层的分维值范围是 1.3 ~ 2.2，若含有泥质分维值还会偏高一些。表 7－1 是用分维判断岩性的一个例子，数据取自 TZ401 井。

表 7－1 中关联维用 GR 计算，D 表示分维，A 表示无标度区直线段在标度函数轴的截距。应用中发现，对厚度较大的纯地层应用效果好；对有夹层和含泥质地层可能出现误判。实际上对很薄的地层不能用这种方法计算分维。

(2) 分析地层沉积序列

用测度分维来分析沉积序列。首先，对测井资料作敏感性分析，选择对沉积序列敏感的几条测井曲线。然后，采用滑动窗口（选择某一大小的窗长）的方法，计算窗口内的测度分维。从理论上讲，测度分维反映的是地层沉积时水动力条件和沉积环境等及其变化的急剧程度。当然也包括一些其他因素的影响，如所选曲线对沉积环境的敏感程度、构造背景及成岩后期地质作用等。对沉积环境变化小和相对深水稳定水力条件，沉积地层相对均匀，相应的测井相相对集中，测度分维有较小值。反之，当沉积环境变化大及水深相对变浅，水动力条件多变沉积的地层，相应的测井相相对分散，此时有相对较大的测度分

表 7-1　分维判断岩性实例

井段		关联分维		分维	ANN	取心
起始深度/m	终止深度/m	*D*	*A*	岩性	岩性	岩性
3367.0	3372.5	1.741	3.556	砂岩	15	
3372.5	3380.0	1.515	3.268	砂岩	15	7+15
3399.0	3415.0	2.662	5.632	泥岩	7	7
3427.0	3432.0	1.495	2.843	砂岩	15	15
3432.0	3442.0	2.101	3.655	泥质砂岩	14	1+14+15
3442.0	3449.0	1.243	3.587	砂岩	20	20
3590.0	3502.0	2.507	4.874	泥岩	7	7
3502.0	3518.0	1.018	3.802	砂岩	1	1

注：岩性代码如下，1—石灰岩；7—泥岩；14—粉砂岩；15—砂岩；20—砂砾岩。

维。根据准层序的概念，在海水洪泛面（或湖侵）所界定的一套地层组内，进积准层序由下向上沉积环境变浅，可与测度分维向上变大周期相比。对退积准层序则正好相反。对连续滑动窗口计算的分维进行分析对比，可以进行沉积间断及准层序界面识别。

图 7-12((a)、(b))是用不同窗长计算的测度分维(TZ401)。图 7-12(a)和7-12(b)的窗长分别为 16、32。从图中看到，3697 m 是一异常点，在小窗长为“整体”极大，上下都相对平稳，说明可能是一较大的间断点。岩相分析结果表明，此界面之下为纯砂岩

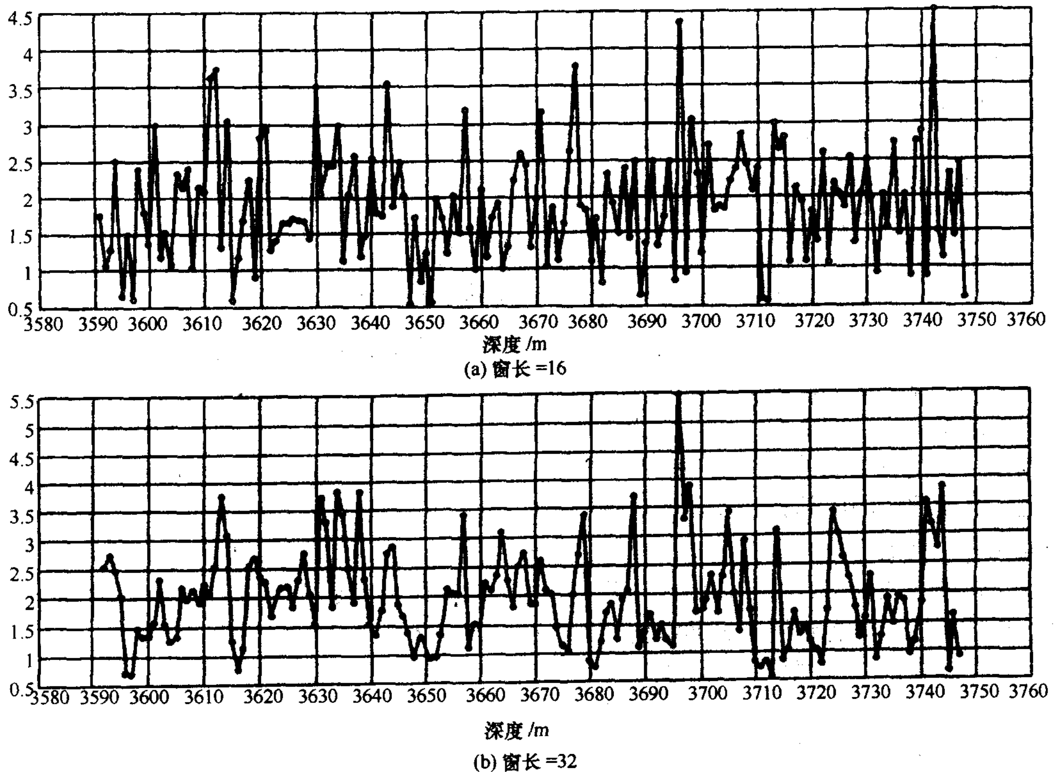


图 7-12　测井曲线测度分维

（所谓的东河砂岩），界面之上为杂色含砾砂岩，粒度变粗，浅海滨相突变为潮汐三角洲相。因此，有人认为东河砂岩为一套层序，且把上部的杂色砂岩与东河砂岩分开。可见，从测井曲线的测度分维可能反映地层的序界面特征。

三、单井测井层序处理实例

（一）工区地质概况

研究工区位于塔里木盆地中央隆起中部，地质时期为晚石炭系。塔里木盆地上古生界由于受加里东运动等影响，其沉积环境逐渐由海相向海陆过渡相、陆相转化。这个时期是塔里木沉积史上的过渡期，泥盆纪时盆地东部抬升，海盆开始关闭；海域范围已缩小，可能局部地区通过海峡与外海连接，盆地西则与外海相连。盆地北东、东东南三个方向可能上升为陆地，并向盆地提供陆源碎屑物质，沉积物为海相碎屑岩。时间推移，盆地周边不断削蚀夷平，向盆地内充填沉积物；并受早海西运动影响，地形抬升，到晚泥盆世时盆地内发育河流沉积。石炭纪时复又海进，是塔里木盆地第二次大的海侵期，海水由西向东向盆地内侵进，沉积物层层超覆。在总体海进的大背景下又出现了三个旋回性海退层序，直至晚古生代末期的晚二叠世早期，西部仍为海相沉积；而东部晚二叠世全为陆相沉积；从中生代开始塔里木盆地真正成为一个内陆盆地。

盆地内除塔北隆起和东部一部分地区外，其他地区都有石炭系分布。地层分布总体是东薄西厚，由东向西倾斜。塔里木盆地内石炭系自上而下可以分为八个岩性段，分别属于三个层序。这八个岩性段及三个层序在整个盆地内基本可对比，它们是海平面变化、区域构造变动、物源供给和气候变化等因素共同影响的结果，沉积相的变化使不同地区垂向上沉积特征有所变化，但总体上有规律可循。

根据塔里木勘探开发指挥部研究中心资料，石炭系第1岩性段属于小海子组，第2岩性段跨小海子组卡拉沙依组，第3岩性段为卡拉沙依组，第4～8岩性段属于巴楚组。

（二）处理方法及步骤

应用前面介绍的方法原理处理了塔中地区四口井实际测井资料。划分层序就是识别不整合面，要识别不整合面可以从以下两个方面入手。其一是层序的界面特征，考虑层序的界面特征，用地层倾角矢量图确定可能的不整合。不整合面在地层倾角矢量图上表现为准直线的反射点，这种方法的优点在于它可以消除所有倾角中不规则模式的趋势；而且能突出那些细微变化，即使在倾角变化小于1°的情况下也有可能。另外，测井曲线的截然变化及基线突变也可能是不事例的表现，实际上这些突变都可能是沉积环境的截然突变所引起的。考虑层序的内部特征，需要分析层序内部的变化趋势。对测井曲线而言，分析其趋势变化可以确定不同级别的旋回。从前面介绍的理论，我们知道测井曲线的分维从总体上反映了多条曲线的综合特征，因此测井曲线的分维变化趋势是分析层序内部特征的重要依据。综上所述，只有将层序界面和内部特征结合起来才能有效地划分层序。

处理步骤：①对测井曲线作预处理；②测井相分析；③用测井资料识别沉积环境；④沉积旋回分析；⑤计算测井曲线的分维；⑥倾角资料处理，作累计倾角交会图；⑦利用测井相识别结果求地层累计结构参数；⑧地层对比；⑨综合解释：层序划分及特征分析。

（三）结果解释

下以TZ401井为例说明解释方法。

层序界面的识别。作地层倾角矢量图，该交会图中第2823号资料点（2823 m）是一反射点，上下资料点层理倾向基本不变，表现为可能的不整合点。从常规测井曲线上看，自然伽马曲线、自然电位曲线突变，上下自然伽马平均值大约相差76API，自然电位曲线平均值也有较大差异，其他曲线（包括能谱测量曲线）都有不同程度的突变。地层对比后发现在Z402、TZ4井相应面上有同样的现象。因此可认为此面为不整合面。

准层序的识别。测度分维主要反映沉积环境及其变化，因此用它可确定准层序边界；同时也考虑测井曲线的整体形式及沉积旋回。一般认为分维的“局部”最大值为准层序

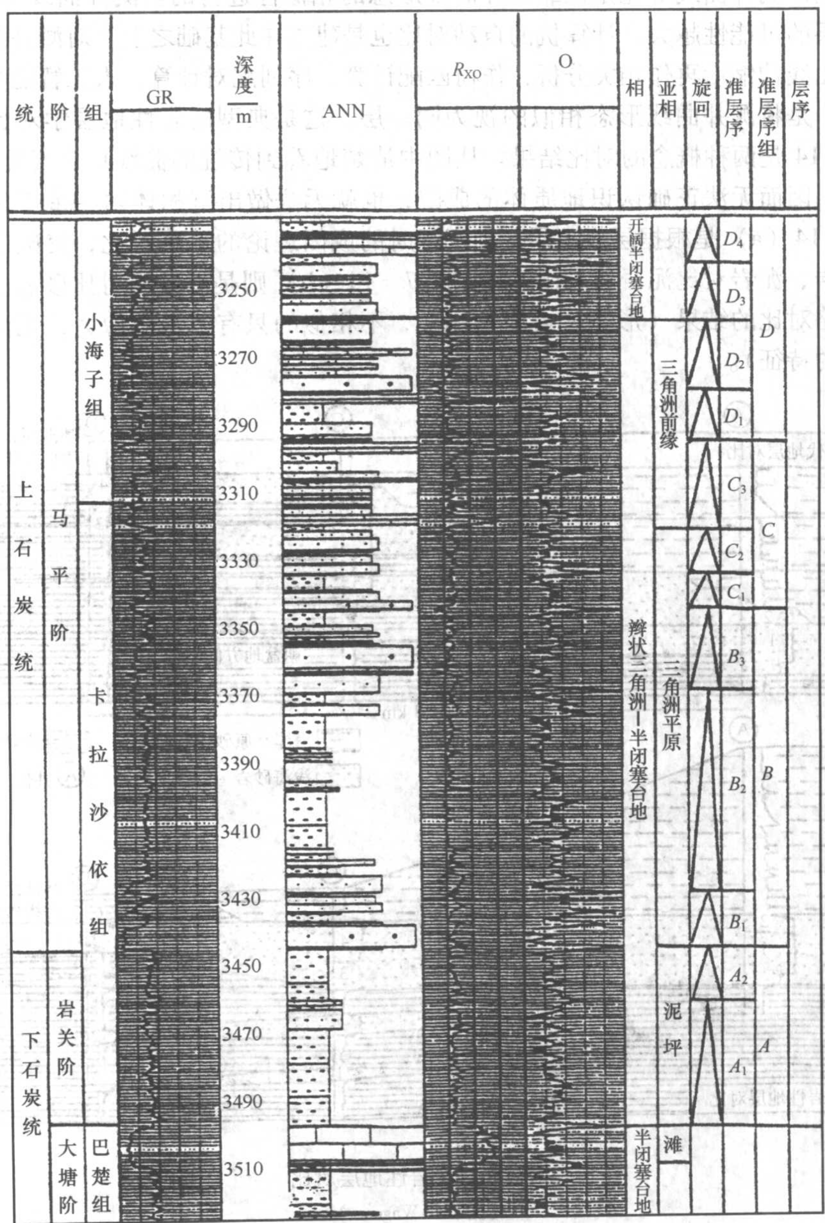


图7－13　TZ401测井层序

边界（图7－12）。由于计算分维时采用固定的窗长，一个窗长内的分维认为是窗口中点的分维，考虑到准层序的相对完整性，有时其界面会有小偏移。

准层序组的识别。根据地层累积结构参数变化曲线，考虑准层序识别的结果、各准层序内不同岩性的变化，以及充分重视相序演变关系（或者是不同级次的旋回），确定准层序边界（图7－12）。图7－13是TZ401井测井层序处理结果。

四、以测井层序为基础的多井对比

传统上，测井曲线对比是依靠测井曲线形态的相似性进行的。测井曲线形态越相似，视为同一层的可能性越大。计算机的自动对比也是建立在此基础之上，对测井曲线进行相关分析或曲线伸缩后再作相关分析，作树匹配计算、序列配对计算、人工智能分析等自动对比计算，是将测井曲线形态相似的视为同一层。这是典型的岩性地层学对比，是穿时的。图7－14是两种概念的对比结果。从图中清楚地看到传统的曲线形态对比是穿时的，没有成因；因而无法正确认识地质体的成因，也就无法做出沉积体内相带变化的有效预测。图7－14（a）是根据层序地层，即沉积时的成因理论的地层对比，突破了传统的砂岩对比砂岩、泥岩对比泥岩的对比思路。图7－14（b）则是按砂岩对比砂岩、泥岩对比泥岩的思路对比的结果（形态尽可能地相似，不相似的只有凭借想像力，无法反映沉积体形成时的特征）。

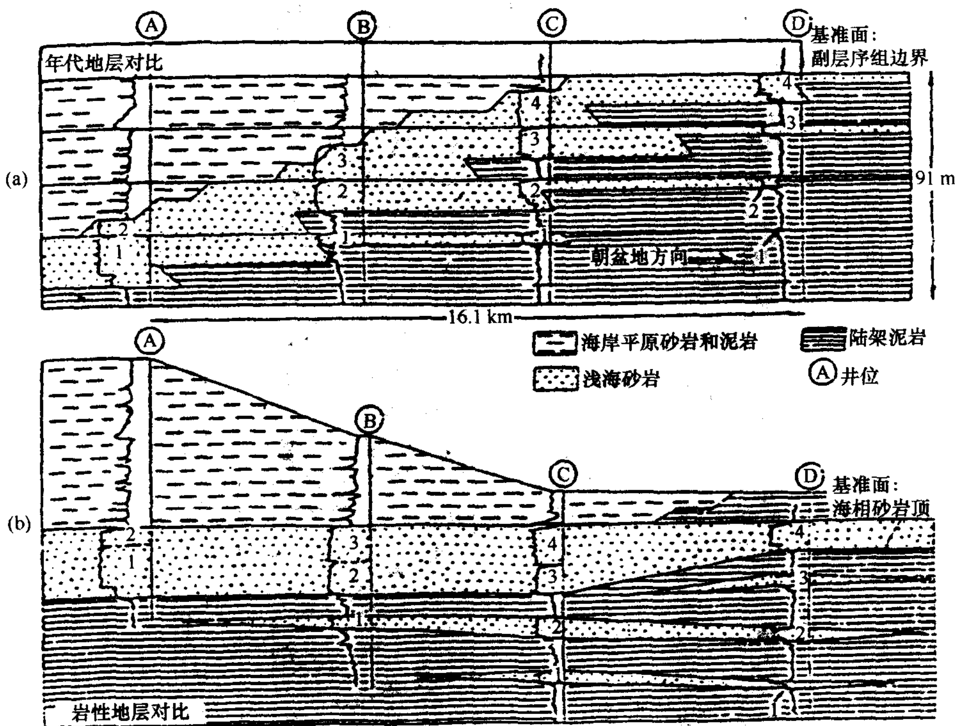


图7－14　岩性地层对比

（据J. C. Wagoner）

（a）对照图；（b）与层序地层测井对比

第三节 测井沉积学研究

一、测井沉积学概念及解释模型

（一）测井相分析及地质解释模型的概念

1. 测井相的定义及其内容

测井相是由测井分析家 O. Serra 于 1979 年提出来的，其目的在于利用测井资料（即数据集）来评价或解释沉积相。他认为，测井相是“表征地层特征，并且可以使该地层与其他地层区别开来的一组测井响应特征集”。事实上，这是一个 n 维数据向量空间，每一个向量代表一个深度采样点上的几种测井方法的测量值，如自然伽马（GR）、自然电位(SP)、井径（CAL)、声波时差（AC)、密度（DEN)、补偿中子（CNL)、微球形聚焦电阻率（R_{xo})、中感应电阻率（R_{im})、深感应电阻率（R_{ID})，形成 9 维的常用的测井响应向量组合。假设地层为 2m 厚，共有 16 个采样点，于是一个 16×9 的测井数据集就可以表征这一地层。当然，为了更清楚地表征地层特征，也可以使用测井测量值计算机处理的结果，如孔隙度（φ)、饱和度（S_w)、渗透率（k)、骨架参数 V_{ma1}、V_{ma2}、V_{ma3} 及泥质含量(V_{sh})、粉砂指数（SI）等来表征。

测井相分析就是利用上述测井响应的定性方面的曲线特征以及定量方面的测井参数值来描述地层的沉积相。在实际确定沉积相中还有赖于地层倾角测井、自然伽马能谱等多方面的资料。可以这样说，测井系统愈完善，测井质量愈好，测井相图反映实际地层沉积相就好。这就有赖于地质资料特别精细的地质模型的约束。

测井相分析的基本原理就是从一组能反映地层特征的测井响应中，提取测井曲线的变化特征，包括幅度特征、形态特征等以及其他测井解释结论（如沉积构造、古水流方向等)；将地层剖面划分为有限个测井相，用岩心分析等地质资料对这些测井相进行刻度；用数学方法及知识确定各个测井相到地质相的映射转换关系；最终达到利用测井资料来描述、研究地层的沉积相。

2. 测井相标志与地质相标志的关系

前述测井相中数据向量的每一维都可称作一个测井相标志，而沉积相是确定沉积相中一个观察描述特征标志。这两种标志之间不存在一一对应关系，尤其是类似古生物、地化指标等在测井资料中不可能确定；但在已知特定油气田地质背景时，可以经过统计、知识推理找到判断亚相、微相的组合对应关系，这种关系就是所谓解释模型。这种关系一般表现为逻辑的，不是数量的，当然更不会是解析的。

在若干地质沉积亚、微相模型特征研究基础上，可以总结出在确定某种沉积亚相、微相中最主要依据是：颜色、岩性、结构、沉积构造、粒度分析、古生物、地球化学以及垂向相序等相标志。在区域沉积背景，即相组、相确定的基础上，最基本的相标志是岩石组合（成分、结构)、沉积构造、粒度分析及垂向序列的特征，它们在各种亚相、微相中差别明显。测井资料中以常规组合曲线及处理成果、地层倾角测井曲线及其处理成果、成像测井图像，可以解释出其中主要的基本的相标志。

A. 岩石组合（类型及结构)；

B. 沉积构造，如冲刷面、层理类型、纹层组系产状及其垂向变化；

C. 垂向序列变化关系（正粒序、反粒序、复合粒序、无粒序）；

D. 古水流能量与方向。

用测井资料解决这几类相标志，就是为测井沉积学研究提供了可靠的保证，但也引出了“结合点”的关键问题。怎样才能作好“地质-测井”刻度、反演的工作，精细地将已建立的各种地质相标志模型和测井标志模型的相互对应，使二者紧密结合，实现测井资料在地质相标志刻度下的沉积亚相、微相判别。为此须紧紧抓住“岩心刻度测井”这一中心环节，进行反复刻度和反演，总结出针对不同沉积亚相、微相的测井相标志，用于确定测井沉积相。选择两类若干种测井解释模型，即反映岩性特征、层序特征的测井解释模型和反映沉积相。选择两类若干种测井解释模型，即反映岩性特征、层序特征的测井解释模型和反映沉积构造、结构及古水流系统的测井解释模型。前一种主要由常规组合的曲线特征及计算机处理结果来完成，后一种用地层倾角的微电导率曲线精细处理成果和成像测井图像来建立。

3. *由测井相到沉积相的逻辑模型*

图7－15是由测井数据生成的测井相过渡到具有明显地质含意的沉积相的映射关系，目前许多测井沉积学解释系统都是按此模型集成的。

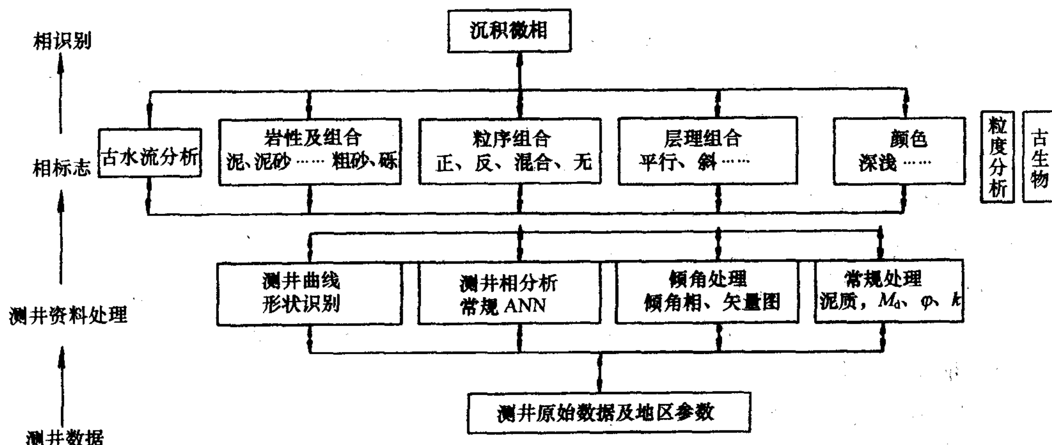


图7－15　由测井相到沉积相的逻辑模型

（二）岩石组合及层序的测井解释模型

1. *测井曲线的一般特征*

1）测井曲线的一般特征。

A. 测井曲线幅度特征。测井曲线幅度受地层的岩性、厚度、流体性质等因素控制，可以反映出沉积物粒度、分选性及泥质含量等。一般对于粒组、渗透性好的砂岩，具有高SP负异常和低GR特征；反之细粒沉积物，如泥岩、泥质粉砂岩等具有低SP幅度、高GR特征。在实际应用过程中应针对不同地区的地质、地下流体性质等情况，在岩心观察基础上建立适应本地区的岩性与测井信息之间的联系。

B. 测井曲线形态特征。不同的沉积环境下，由于物源情况不同、水动力条件不同及

水深不同，必然造成沉积物组合形式和层序特征（下旋回、反旋回、块状）的不同，反映在测井曲线上就是不同的测井曲线形态。图 7－16 是经常被采用的测井曲线形态特征、沉积物层序特征与沉积环境之间的关系图。在实际应用过程中，应根据地区情况，建立本地区图版；图 7－16 仍不失一般指导意义。

a. 柱形（箱形）。反映沉积过程中物源供应丰富、水动力条件稳定下的快速堆积，或环境稳定的沉积。

b. 钟形。测井曲线下部最大，往上越来越小，是水流能量逐渐减弱或物源供应越来越少的表现。

c. 漏斗形。与钟形相反，垂向上呈水退的反粒序，水动力能量逐渐加强和物源区物质供应越来越丰富的沉积环境。

d. 复合形。表示由两种或两种以上的曲线形态组合。如下部为柱形，上部为钟形或漏斗形组成，表示一种水动力环境向另一种环境的变化。

各类形态又可进一步细分为光滑形和锯齿形。

C. 接触关系。顶底接触关系反映砂体沉积初期、末期水动力能量及物源供应的变化速度，有渐变和突变两种。渐变又分为加速、线性和减速三种，反映曲线形态上的凸形、直线和凹形。突变往往表示冲刷（底部突变）或物源的中断（顶部突变）。

1	幅变	x h；x/h<1 低幅；1<x/h<2 中幅；x/h>2 高幅
2	形态	钟形；漏斗形；箱形；对称齿形；反向齿形；正向齿形；指形；漏斗形—箱形；箱形—钟形
3	顶底接触关系	突变式；渐变式：加速（上凸）、线性、减退（上凹）；顶；底
4	光滑程度	h 光滑；微齿；齿化
5	齿中线	收敛式：n h d 内；(外) d b；h 水平；d 下倾；u 上倾
6	幅变组合包线类型	加速；均匀；减速；后积式（水进式）；前积式；加积式
7	形态组合方式	齿形；箱形—钟形；漏斗形—箱形；指形—漏斗形；箱形—钟形—漏斗形；齿形—箱形—钟形—漏斗

图 7－16　测井曲线要素图

D. 曲线光滑程度。属曲线形态的次一级变化，可分为光滑、微齿、齿化三级。光滑代表物源丰富，水作用稳定；齿化代表间歇性沉积的叠积，或各种物理化学量有较大的变化。

E. 齿中线。分为水平平行、上倾和下倾下行三类。当齿的形态一致时，齿中线相互平行，反映能量变化的周期性；当齿形不一致时，齿中线将相交，分为内收敛和外收敛，各反映不同的沉积变化的周期性；当齿形不一致时，齿中线将分为内收敛和外收敛相交，各反映不同的沉积特征。

2）地层倾角测井微电导率曲线特征。将四条微电导率曲线和常规曲线配合，并与岩心观察描述对比，可以得到如下内容。

A. 从曲线形态和曲线的相似性判断岩性及微细旋回的划分。

B. 向上变细或向上变粗的层序，直接使用微电导率曲线或其合成的电阻率曲线进行细研究（图7-16）。

C. 均匀砂体（无明显层理）和具有细纹层、大型层理的砂岩明显不一样，均匀块状砂岩四条电导率曲线相关性检验很差。

D. 平行以及非平行层理可以根据四条电导率曲线特征值的平行度来衡量。

E. 精细层理对比线，有些对比涉及到所有四条电导率曲线；有些则全不涉及。根据其电导率或电阻率异常、所涉及的极板数等，可以做出合理解释，如卵石、透镜体、裂缝及其他特征。

F. 张裂缝显示为孤立的导电尖峰。

地层倾角测井与常规曲线相比，有更加细密的采样间隔，可以反映地层的岩性成分、含流体性质及砂岩的细微特征。在含流体性质一定的情况下，微电导率曲线的包络线可以反映粒序变化微旋回特征（图7-17）；而微电导率曲线基线的突变则往往是不同岩性转

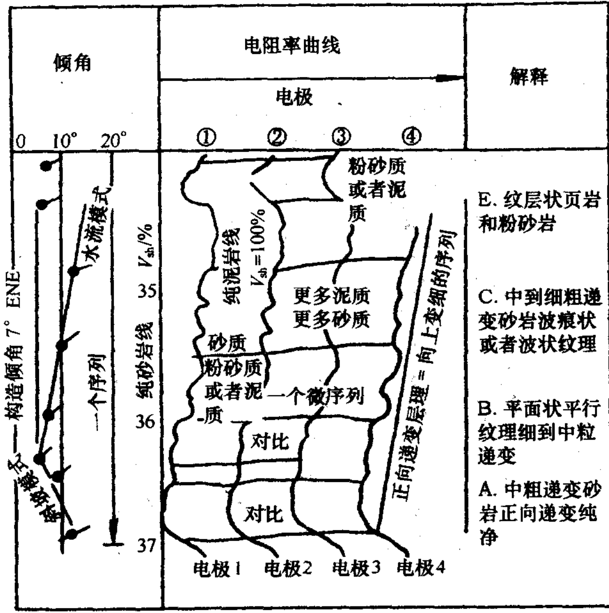


图7-17　地层倾角测井微电阻（导）率曲线反映的沉积韵律

换面。这就为我们在常规测井曲线约束下研究岩石内部结构变化和成分变化提供了更精细的方法手段。

2. *层序特征测井解释模型*

每一种沉积亚相、微相的测井曲线形状的变化能够反映其粒序序列变化。通常用可以反映岩性、粒序变化的自然伽马（GR）、自然电位（SP）的形态组合来反映各种沉积亚相、微相的层序特征。有四种粒序模型。

1）正粒序模型：一般为钟形，即自然伽马向上逐渐减小；而自然电位自下而上由基线或低负偏向高负偏变化。

2）反粒序模型：对应于漏斗形测井曲线，即自然伽马向上逐渐减小，而自然电位自下而上由基线或低负偏向高负偏变化。

3）复合粒序模型：对应于复合形态的测井曲线，即由两个或两个以上钟形、漏斗形自然电位和自然伽马曲线连续变化组成。

4）无粒序模型：对应于箱形或平直测井曲线，即自然电位及自然伽马曲线形状自下而上不变或只是微齿化。

将各种粒序模型对应于各种沉积亚相、微相中，针对沉积学研究中沉积层序成旋回分布的颗粒大小、岩性粗细变化在测井曲线上的不同反映，总结出各种沉积亚相、微相的层序变化曲线形态组合特征，归结于图7－18。它具有广泛的实用性，实践证明是正确的，目前在沉积学研究中普遍使用，并被沉积学家承认和应用。

3. *岩石组合（成分、颗粒）测井解释模型*

每一种岩性或组合类主要从曲线及数值本身出发来划分，在研究区的目的层段由关键井的测井响应特征差别区分各种岩性及组合。

1）测井响应特征值（测井参数值）。测井曲线的响应特征值，自然伽马曲线、自然电位曲线形态、幅度、组合特征等是沉积层的成分、粒度、地层水的性质及内部含有物等的反映。不同盆地或同一盆地不同层系由于受岩层厚度、相邻岩层性质、岩层倾斜及钻井过程中所用钻井液的不同，所表现出来的测井响应特征也是不一样的。因此，在进行测井曲线与沉积相对应的研究中，要选择本区几口沉积研究较详尽的井（段）作为基准井（段），用来进行对比，然后推广出去，反过来以测井响应确定沉积相。当然，在反推时要考虑全盆地的沉积背景，选择有效的、对应好的一些曲线，并结合地震和地质化验分析，使其更接近地下的客观实际。

如表7－2东河1井石炭系岩性相参数表所列，把目的层段的各类岩性的测井响应特征值采集起来，建立了不同岩性相的测井参数数据库。这样通过计算机判别、聚类分析就可以系统处理出来本井段的岩性序列。

2）测井相图的编制。为了使测井相直观地表达出来，通常用蛛网图或梯形图表示测井相。就是用能够反映相特征的各种测井参数值为辐射轴或横轴，以不同相之间的差别为依据，以图形区分测井相。

轮南地区三叠系的测井相图如图7－19，可以把主要沉积亚相、微相的岩性电性相区别开来：前缘席状砂的粉砂岩、河口坝的细砂岩、分流河道的细砂岩和河道间或浅湖泥岩。

3）岩石组合测井解释模型在实际处理中的选择。岩石组合在不同研究区的不同目的

沉积环境 / 标志	冲积扇	河流	三角洲	滩坝	水下冲积扇	重力流：重力流水道	重力流：浊积岩
(亚环境)	扇根　扇中　扇端	辫状河　蛇曲河	分支河道　河口坝　前缘砂	滩砂　坝主体　坝内翼（坝外翼、无底流）	扇根部　扇中　扇端	中心相　前缘相	根部相　中心相　边缘相
曲线形态（实例）							
单齿模式				内侧（外侧）		中心　前缘　侧翼堤	
纵向幅度组合（幅度减小正韵律；幅度不变；幅度加大反韵律）	席状砂；辫状河；主河道泥石流；扇端；扇中；扇根	点沙坝；堤滩；河道沙坝；蛇曲河—辫状河	沼泽相；分支河道；河口坝；远沙坝（建设性三角洲）；三角洲平原—三角洲前缘—前三角洲泥	保坝外侧；坝主体；保坝内侧；半封闭湖；滩砂；开阔湖—坝砂—封闭湖滩砂；后积式（水进式）	席状砂；河道末端；辫状河；主河道；非河道区；扇端；扇中前缘；扇中扇根（浅水）	前缘相；中心相；（前积式）；湖盆深水重力流水道水下漫滩湖盆	深水边缘相—中心相—根部相；深水相深水浊积岩深水相
地质标志：背景	山麓陡坡	丘陵—平原	缓坡—水土	浅水区	陡坡—浅水	浅水—深水区	陡坡、深水
地质标志：砂	粗砾—细砂	砂砾—粉砂	中砂—粉砂	含砾砂—细砂、粉砂	粗砾—粉砂	细砂—粉砂	砂砾—粉砂
地质标志：泥	红色泥岩	红色—杂色	灰绿—灰黑	灰绿—浅灰	浅红、灰绿—灰	灰—深灰	深灰
地质标志：环境标志	氧化环境	氧化环境	弱氧化到弱还原，有炭质页岩，鲕粒灰岩伴生	弱还原 有鲕粒、生物灰岩层	弱还原扇根鲕粒、波状交错层	还原环境（弱—强），浅水背景有鲕粒生物灰岩	还原环境，围岩为深水质纯泥岩

图 7－18　各种沉积环境的自然电位测井曲线形态组合图

表 7－2　东河 1 井石炭系不同岩性电性相参数

序号	岩性	取值井段 m	C_{GR} API	Δt_{AC} $\mu s \cdot m^{-1}$	ρ_{DEN} $g \cdot cm^{-3}$	CN %	Th $mg \cdot L^{-1}$	U $mg \cdot L^{-1}$	$w(K)$ %	R_{ILD} $\Omega \cdot m$	R_{ILM} $\Omega \cdot m$
1	页岩	5567.0～5700.0	148.33	225	2.533	29.95				2.17	2.40
2	泥岩		108.76	250	2.356	44.98				24.37	2.47
3	粉砂—泥岩		92.52	222	1.971	39.75				59.77	8.20
4	粉砂岩		74.20	200	2.494	15.34				5.56	2.37
5	细砂岩	5780.0～5781.0	41.72	239	2.464	0.47				2.81	2.79
6	中砂岩	5560.0～5561.0	49.29	175	2.677	19.03				4.45	5.49
7	角砾岩	5651.5～5652.5	76.09	182	2.645	12.51	3.249	2.329	61.072	40.25	10.11
8	角砾状砂岩	5655.0～5656.0	38.43	185	2.6402	13.32	0.614	1.372	26.13	956.50	69.10
9	泥灰岩	5665.0～5666.0	36.34	197	2.542	6.34	0.875	0.703	26.70	51.31	25.35
10	粉晶类岩	2654.2～5655.0	38.45	184	2.665	15.02	0.180	1.575	22.15	5649.9	35.15
11	白云质灰岩	5567.5～5677.0	50.40	198	2.248	1.14	4.116	0.666	52.07	22.93	13.50
12	白云岩	5582.5～5583.5	40.37	183	2.327	4.15	1.206	0.972	27.80	40.31	31.85

层段有较大的差异性，表现出的电性数值也不同。因而，针对不同的地区要选择不同的测井解释模型，采集岩心样本用于系统处理。

轮南地区三叠系，有砾状砂岩。含砾不等粒砂岩、粗砂岩、中细砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩及泥岩。如图 7－20 为以取心段岩心样本的测井曲线，经过样本学习处理得到的测井岩性解释结果。通过其他取心段和末取心段岩屑录井对比检验符合率可达 85% 以上。

在东河塘、塔中地区石炭系岩性处理中通过其他取心和未取心岩屑录井结果对比，神经网络（ANN）处理符合率都可达 80% 以上，关键井检验符合率都在 90% 以上。说明岩性组合通过取心段岩心样本的标定，计算机处理结果是可以直接用来作沉积亚相、微相的横向对比，这项工作在油田开发阶段很重要。

（三）沉积构造、沉积体结构的测井解释模型

高分辨率地层倾角测井包有大量的沉积结构和构造方面的信息，在油田构造和沉积学研究中发挥着重要的作用。油气勘探中使用四臂倾角仪，通过计算机处理可以得到反映岩石内部界面的倾角和倾向；也可以得到微电阻率环井眼成像，为沉积学研究进一步提供沉积结构、构造、古水流等方面的信息。

通常地层倾角测井经过长相关对比处理得到小比例尺（1:200）的倾角成果图用于地层构造学解释，包括产状、褶皱、断层压实后的砂体形态、裂缝识别等。应用于沉积学中必须作特殊的处理，即短相关对比或精细模式识别的交互处理，甚至使用最先进的成像手段。始终贯彻“岩心刻度测井”的指导思想，在工作中通过岩心观察和沉积构造描述，总结测井相与沉积相之间的对应关系，并在塔中、轮南、东河塘、英买力等主要油气田区沉积学研究中得到应用。

1. 倾角模式及其地质含义

地层倾角测井研究构造和沉积时，在矢量图上可以把地层倾角的矢量与深度关系大致

前缘席状砂、粉砂岩

河口坝、细砂岩

分流水道、细砂岩

水道间或浅湖泥岩

图 7-19　LN 油田三种沉积微相测井相蛛网图

分为四类（图 7-21）。

红模式：倾向大体一致，倾角随深度增加而增大的一组矢量，它可以指示断层、沙坝及河道等。

蓝模式：倾向大体一致，倾角随深度增加逐渐变小的一组矢量，它一般反映地层水流层理、不整合等。

绿模式：倾向大体一致，倾角随深度不变的一组矢量，一般反映构造倾角和水平层理等。

白（杂乱）模式：倾角变化幅度大，或者矢量很少，可信度差，它指示断层面、风化面或者块状地层等。

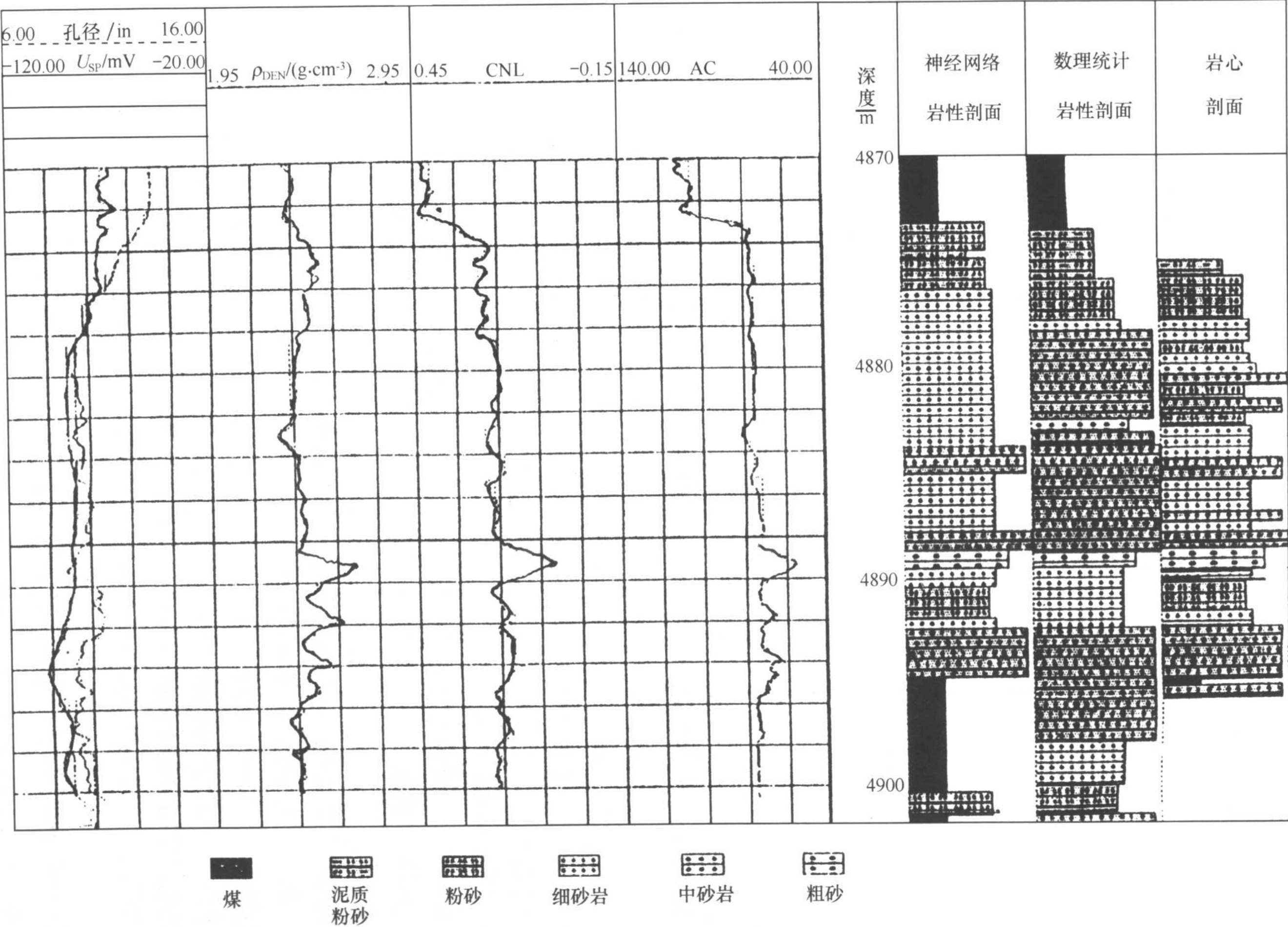


图 7-20 LN5 井测井相分析成果图

1in = 2. 54cm

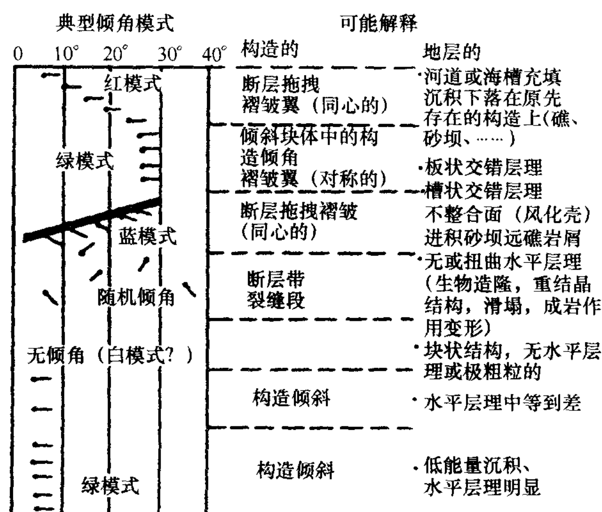


图 7-21　地层倾角模型和与其相关的地质异常

每一种模式的代表性仍然是相对简单和存在多解性，尤其是在沉积学研究中，目标是岩石内部的微细层面，沉积岩中哪一级层面能计算出来，并组成模式是至关重要的。显然，只有那些可以切过井筒的中—大型层理沉积构造的变化面才有可能被地层倾角测井四臂电极探测到，并计算出其产状；而在井筒中不成平面或在井筒中弯曲变化的小型层理是不可能被计算出来的。在建立沉积构造解释模型是值得注意的。

多种模式的组合关系是判断各级层面相互转换、变化的表征，模式间断往往是特殊地质事件（冲刷面）等。因此，在解释过程中要充分重视模式本身和它们之间的关系。

2. 微电导率环井眼成像

微电导率环井眼成像是将电导率曲线按相对大小内插，表示环井眼电导率大小分布的值以一系列不同级别颜色表示。从图 7-22 中可以清楚地看出以下几项特征（倾角曲线就是微电导率曲线）。

1）不同电导率大小的电性层和不同的岩性界面很清楚。

2）电导率逐渐递变，颜色级别逐渐变化，是岩石内部韵律的表现。

3）电导率异常特征变化段，颜色级别突变是微细层面的反映，以此可参考矢量图模式判断沉积构造中层理的微细层变化及其组合关系。

4）灰度成像图中明显的颜色变化是检验倾角计算对比的准确性的标志之一。一般灰度成像图中明显的层，应在对比计算中准确无误地计算出相应的矢量点；否则对比有问题。

5）灰度成像图中颜色变化旋回，应与电导率划分的旋回一致，并受到常规曲线层序模型的约束，可以在层序内部或其间有清楚的灰度成像图颜色级别递变或界面。

6）灰度成像图中颜色变化呈有规律的密集层状及正弦波状是层理的发育段，可以结合倾角矢量模式进一步解释层理类型。

3. 沉积构造的地层倾角测井解释模型

岩性单元内部和岩性单元之间的层理几何形态和空间关系是组成盆地充填物的成因地

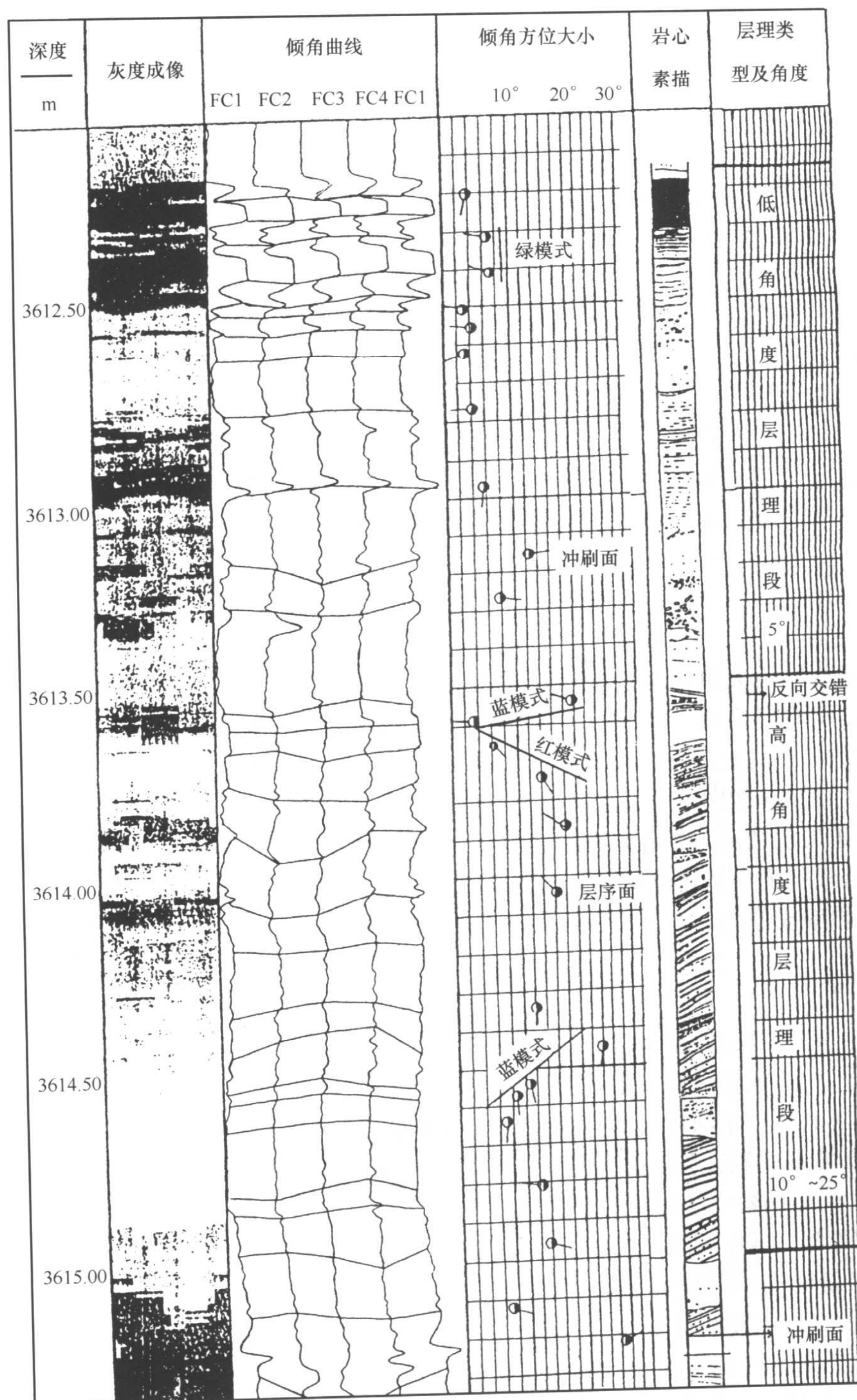


图 7－22　塔中 4 井人机交互处理中岩心刻度倾角

层层序中沉积成因单元的基本特征。在区域和局部这两种规模上描绘“层理形式”和“沉积构造”，能为沉积过程及判断沉积相（沉积环境）提供大量的资料。

层理按其形成的单元可以从单一细层到层序，大致划分为纹层或细层（指一次水流形成的）、层系（一组纹层）、层系组（几组层系）及层序。地层倾角测井长相关对比的成果矢量图一般反映地层层序之间的层面，精细的地层倾角处理矢量图和电导率成像一般可以反映层系或层系组以下的中层理面。

人机交互式地层倾角沉积处理程序为研究者提供了方便的工作界面，其中地层倾角矢量和微电导率环井眼值是用于判断沉积构造及其组成的主要依据。一般认为，矢量的红、绿、蓝、白模式及其组合形式是分析微细层理形态、类型的基本方法，同时可以用来分析古水流或沉积物搬运方向、沉积体延伸及加厚方向；这都源于矢量图代表的界面及矢量的趋势模式，是碎屑物质沉积时的水动力能量逐渐变化的真实反映。在工作中，首先要对交互处理的成果用岩心资料反复刻度，建立正确的地层倾角矢量模式图。然后由已知到未知，从解释模型到未知层段，逐层解释沉积构造及其组合关系。

图7－22 塔中4井人机交互处理中岩心刻度倾角

1）岩心刻度。如图7－22所示，把取心段的岩心素描图（沉积构造）的原始产状缩小成1:10的比例用于人机交互处理中。刻度地层倾角处理结果，以特征标志层（钙质夹层、泥质夹层）归位，二者对比说明地层倾角计算结果和电导率成像与岩心匹配关系较好；而且地层倾角矢量清楚地显示出各种层理的模式关系。这是各种沉积构造（层理、冲刷面等）解释模型建立的关键。对照岩心刻度图版可以得出如下结论：

A. 以岩心中特征层如钙质夹层、泥质夹层，准确无误将岩心归位到地层倾角处理成果图上。无论从成像图，还是从微电导率曲线及矢量图模式转换，或其间断都很清楚。

B. 倾角矢量结果与岩心素描的各级层理、层面的视倾角相比，基本相符或略大。这是因为岩心素描的视倾角略比真倾角要小，而计算结果是正确的。

C. 电导率成像的颜色界线和地层倾角模式转换间断处往往是岩心中岩性界面或者不同沉积构造（层理、冲刷面）的转换位置。

D. 从岩心上每一种层理类型、层系、纹层组系产状的变化可以在矢量图中找到对应的矢量点，这就为层理类型解释图版提供了依据。

2）沉积构造的测井解释图版。根据轮南地区三叠系辫状河三角洲-湖泊沉积体系、塔中-东河塘地区“东河砂岩”碎屑滨岸沉积体系、塔中地区Ⅰ油组海陆过渡相三角洲沉积体系及英买力下第三系三角洲沉积体系中出现的主要沉积构造，即层理和冲刷面等，用实际处理的矢量图建立了相应的解释图版。

A. 冲刷面（再作用图）和斜层理倾角测井解释图版（图7－23）。表现为上、下两种不同倾角矢量模式的间断处。

B. 槽状交错层理倾角测井解释图版（图7－24）。表现为一组短模式线连接的小红、蓝模式组合，底部往往为模式群间断处显示的冲刷图。

C. 板状交错层理倾角测井解释图版（图7－24）。表现为一组模式线被彼此平行的红、蓝模式组合。

D. 楔状交错层理倾角测井解释图版（图7－24）。表现为一组模式线被彼此交叉的红、蓝模式组合。

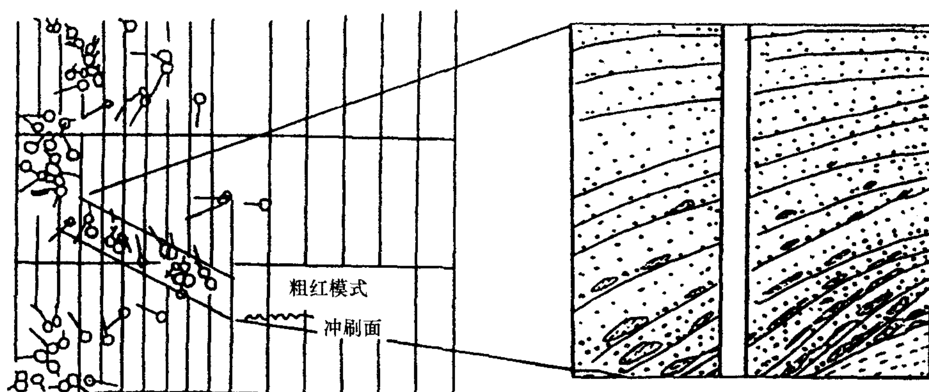


图 7－23　冲刷面和斜层理地层倾角测井解释模式

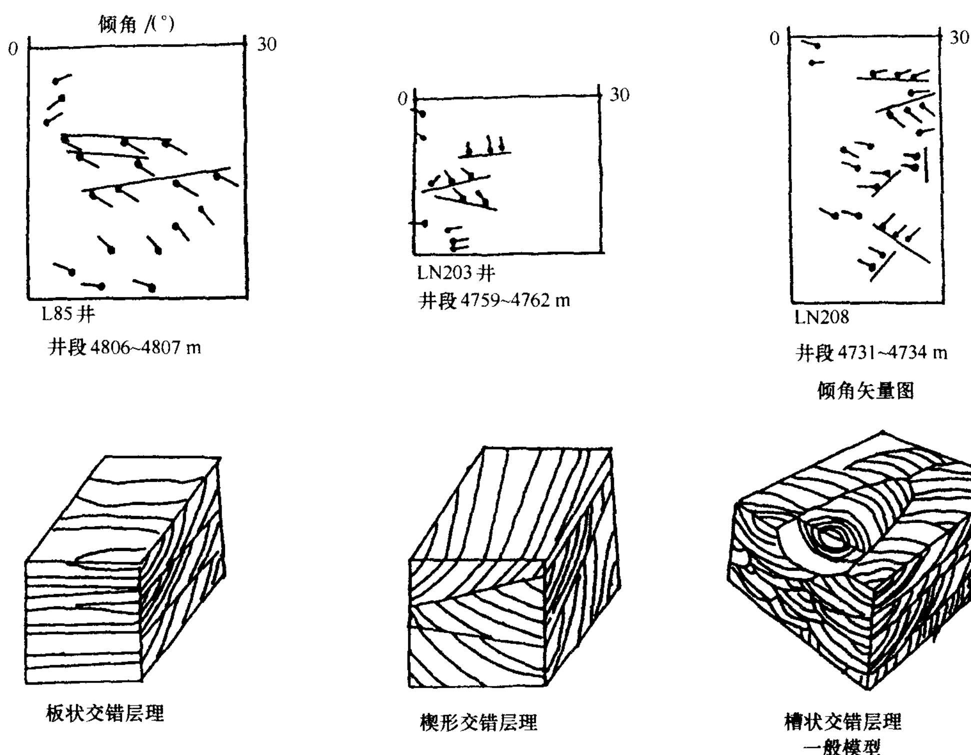


图 7－24　地层倾角矢量模式解释沉积构造

E. 水平层理波状层理倾角测井解释图版。这种层理一般表示为小角度绿模式或杂乱模式。在倾角对比处理中难以这种小型层理。

F. 小型砂纹交错层理。表现为小红蓝或杂乱模式。

G. 双向低角度斜层理地层倾角测井解释图版（图 7－25）。表现为低角度的红蓝模式

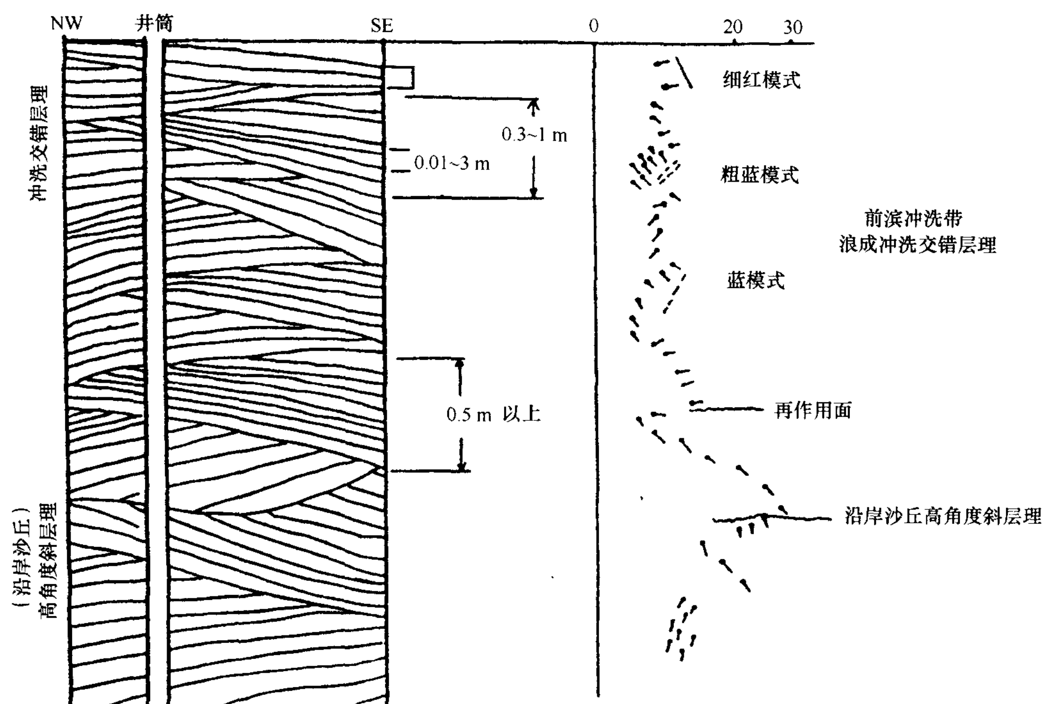


图 7－25　浪成低角度双向交错层理及高角度斜层理地层倾角测井解释模式

组合间互，模式的矢量模式方向相反。

H. 高角度斜层理地层倾角测井解释图版（图 7－25）。表现为单一的高角度蓝或红模式。解释图版是大量岩心资料刻度倾角处理成果图的结果，具有在塔里木相应层位的统计适应关系，在交互处理中大量应用于解释构造序列。

3）层理角度与沉积相。地层倾角测井能够连续地给出某段地层的层理倾角和倾向，层理角度是水动力能量强弱的反映。一般来说，同一环境下水动力能量强，有利于形成高角度斜层理或平行层理；水动力弱时便形成低角度斜层理或水平层理。不同的环境，层理角度总体特征也不同，如一般海相地层层理角度为 5°～14°；而河流成因，层理角度经常超过 25°。同一沉积环境下层理角度纵向上变化是水动力能量纵向变化的反映，这种变化趋势常常为一种沉积微相与其他沉积微相相区别的特征标志。图7－26为一河口砂坝沉积，其形成时顶部水动力条件较底部水动力条件强，层理倾角顶部较大，达 10°～20°；底部较小，只有 5°左右，清晰地反映了这种水动力纵向上的变化规律。

4. 沉积体内部充填结构测井解释模型

一个沉积体内部可能由若干个砂层组成，这些砂层之间的相互关系如何，是加积形成还是前积形成，亦或是侧积作用形成，这些同样具有环境意义。上面所讲的是利用地层倾角微细处理成果沉积构造判别。地层倾角测井长相关处理成果，可以用来确定沉积体内部结构和外部形态。在长相关矢量图上可以识别以下几种充填结构（图 7－27）。

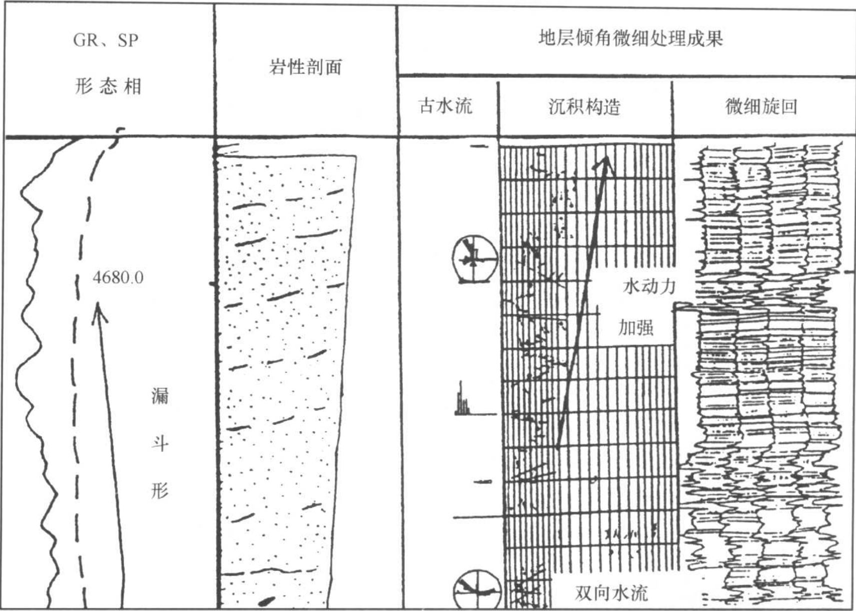


图7－26　层理角度与河口砂坝沉积的关系

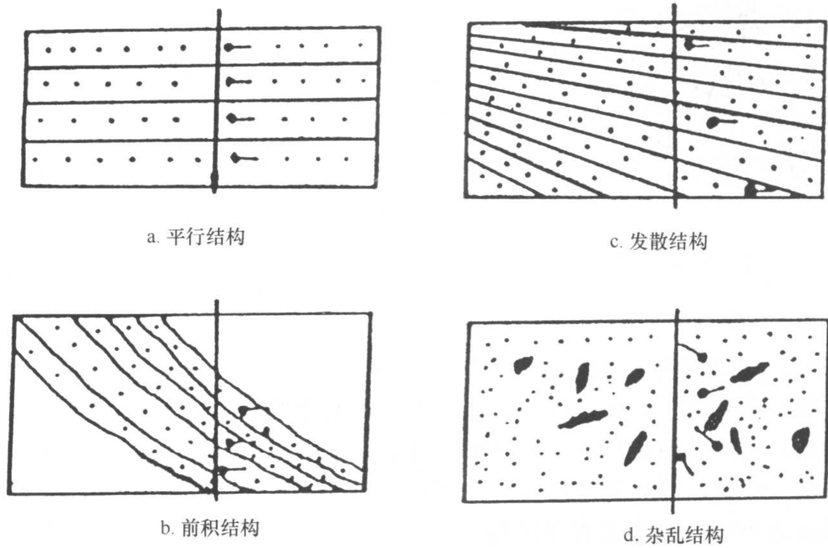


图7－27　沉积体内部结构分类及倾角测井解释模式

1）平行结构。倾角矢量成绿模式。砂岩层序面或者薄砂层、泥岩层相互平行。常见于席状沉积及海相沉积之中。

2）前积构造。倾角矢量成蓝模式。水流向前（盆地）推进过程中，有前积作用形成的结构。常见于三角洲前缘和水道中心部位。

3）发散结构。倾角矢量呈红模式。同一时间单元地层向上倾方向减薄，沿下倾方向加厚，反映不均匀的沉积作用。常见于充填河道边缘。

4）杂乱结构。倾角矢量杂乱，反映块状砂或者测井质量井眼条件不好。

图 7－27 反映的一种三角洲沉积前积和侧向加积作用，形成的长对比反映沉积内部的前积结构和侧积体结构。

5. *古水流研究*

地质上研究古水流的方法很多，野外测量沉积构造前积纹层的倾角是最直观、最准确的方法。地层倾角测井能够反映沉积构造信息、准确计算层理倾向、倾角。因此，对于地下地质研究，利用倾角资料分析古水流是最重要的方法。有两种方式确定古水流：一是利用地层倾角测井微细处理成果图，统计目的段内所有纹层倾向，取其主要方向代表古水流（全方位频率统计法）；或者统计目的段内所有蓝模式矢量的方向，取其主要方向代表古水流。前一种方法使用大范围内古水流砂体内部前积结构，取其主要方向代表古水流。后一种方法适用大范围内古水流系统研究。

以塔里木盆地的研究为例说明利用地层倾角测井资料判断古水流方向的方法。

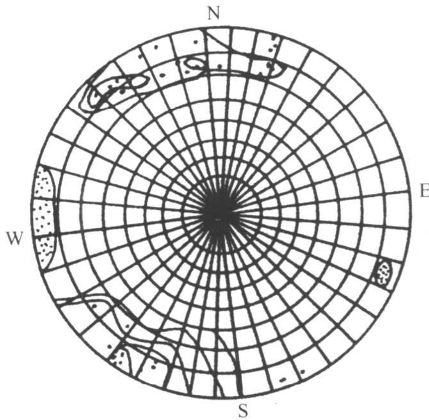


图 7－28　改进的施密特图

（1）塔中地区

利用塔中 4 井、塔中 5 井、塔中 3 井大量地层倾角测井资料在改进的施密特图上投点（图 7－28），并综合编绘塔中地区倾向玫瑰图，具以下特征。

A. 塔中 4 井沉积层主要倾向是 SW30°～50°，NE50°反映水体运动方向 NW—SE 向，砂体延伸方向 NW—SE 向，极少量的 NW—SE 向。3200～3550.0 m 间一般倾角为 6°～14°，最大倾角 155°，砂岩中具有 12 个反韵律；泥岩中大部分倾角为 2°，部分达到 4°。因此，地层构造倾角为 2°～3°。

B. 塔中 3 井和塔中 5 井层理倾向绝大部分为 NE 向，极少量为 NE 向和 SW 向。上部地层中，层理倾角低，一般 20°左右；中部较大，主要是 15°～24°，反映主要为单向水流，但也有相反方向作用形成的层理。

总之，塔中地区塔中 1 井—塔中 3 井区水流方向由 SE 偏 S，向 NW 偏 N 流动，同时也是物源搬运方向。塔中 4 井海洋水流来自两个方向，即主要为 NE 和 NW 方向，推测古代潮汐主要是 NW 向；而波流传播方向为 NW 方向。因为沉积物主要垂直波浪方向，而中上石炭统砂体为 NW—SE 向垂直海岸展开。

（2）东河塘地区

根据石炭系下部滨海岩地层倾角测井资料（5750～5960 m）（图 7－29），其层理主要倾向是 NW 方向和向西方向，反映海侵初期沙雅东确实存在一个次级凹陷。物源区位于 NW 方向，海侵时层层上超，不断越岸。因此向岸方向倾角增大，倾向表现比较清晰，其他则相对杂乱。

6. *沉积构造的成像测井解释*

无论是碎屑岩还是碳酸盐岩地层都广泛发育反映其水动力条件、岩石成因的各种沉积

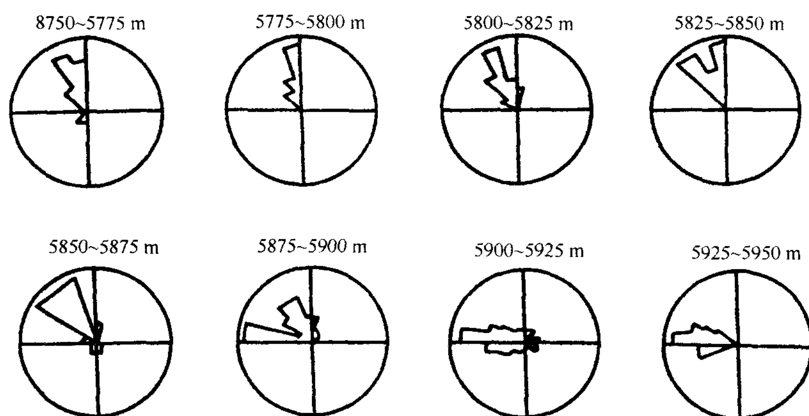


图 7－29　东河 1 井石炭系下部倾向频率玫瑰图

构造，从成像测井图像的解释来考察，FMI、CBIL 都有不同程度的响应，这要考虑沉积构造的规模及其组成成分的变化。一般而言在垂向上有一定规模变化的沉积构造（如冲刷面、大型层理等），成像测井响应清晰；而规模较小或垂向上没有明显变化幅度的小型层理构造则很难识别。一般解释沉积构造都用 1:5、1:10 的比例，在成像测井图像交互解释平台上作解释。

（1）冲刷面（图 7－30，图 7－31）

1）冲刷面的地质特征：一般冲刷面为凹凸不平的界面，往往其下是低能的泥岩和泥质粉砂岩，其上为将下部地层冲刷起来形成的含泥砾砂段。

2）FMI 图像特征：图 7－30 是 TAI2 井 5086 ~ 5089m 井段在 5088. 15 m 井深处在一个明显的近平直冲刷面，其上为含小砾石的块状致密钙质砂岩。CBIL 图像为较亮的条带，其下为粉砂质泥岩性反映。

3）CBIL 图像特征：图 7－31 是赵 61 井在 1851. 5m 井深处存在一个明显的近平直冲刷面，其上为含小砾石的块状致密钙质砂岩。CBIL 图像为较亮的条带：其下为粉砂质泥岩，CBIL 图上为回波幅度稍低的相对深色条带。

总结：经过对 FMI 图像上 126 个冲刷面的对比研究，符合率可达 90%。CBIL 图像上对比了 4 个冲刷面，符合率达 75%。可以说对冲刷面的变异类型再作用面（砂冲刷砂形成的冲刷面）只有 FMI 可以识别，而 CBIL 无响应。另外，CBIL 图像对冲刷面附近的泥砾难以鉴别。

（2）斜层理（图 7－32）

1）一般地质特征：斜层理为纹层、层系交切关系不清的交错层理或单斜层理，岩心上往往表现为一组单一倾向的纹层垂向叠合，每个纹层有成分、粒度、颜色显示，纹层规模可大可小。

2）FMI 图像特征：斜层理往往对应于一组有明暗条纹显示的正弦波曲线；并且可以准确计算出每个层系纹层的界面产状。

总结：斜层理从地质角度讲有低角度（$<12°$）、中角度（$12° \sim 20°$）。高角度 $>20°$，

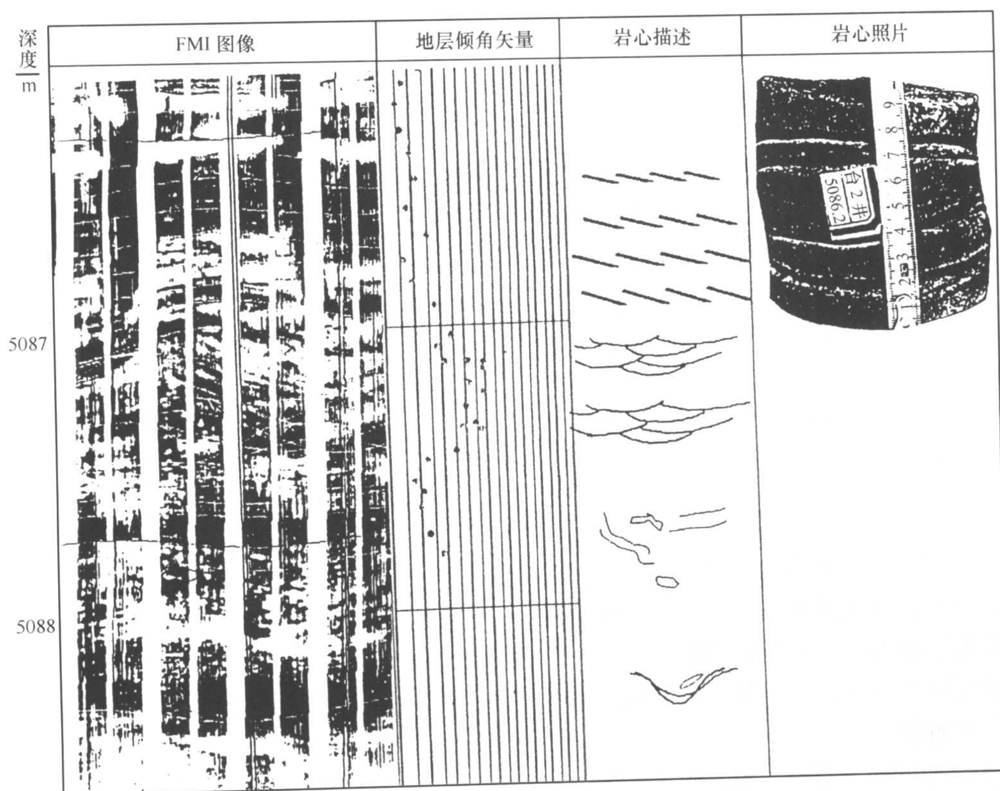


图 7-30　FMI 图像解释实例

冲刷面、泥砾、槽状交错层理、低角度斜层理（4 层饼砂岩段）

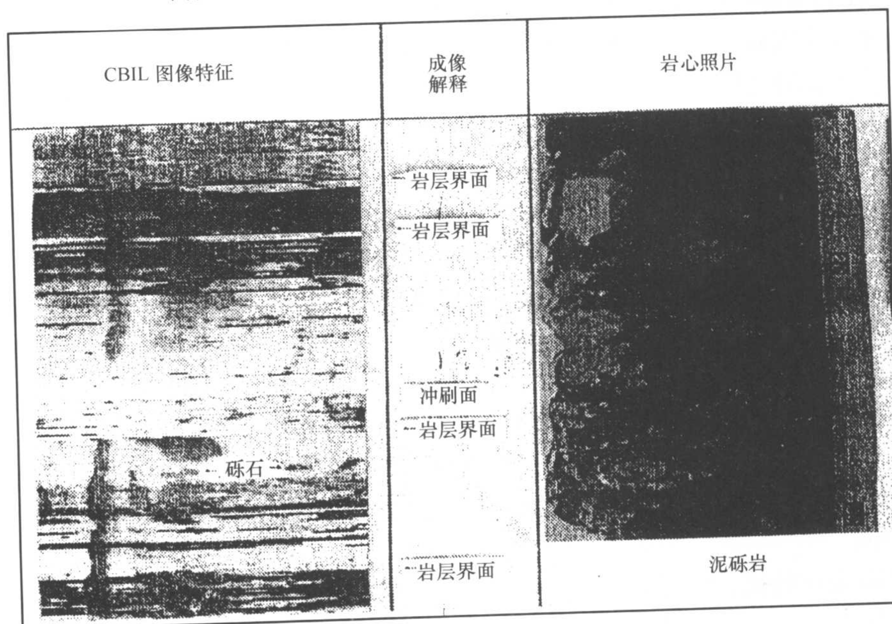


图 7-31　赵 61 井碎屑岩地层中冲刷面泥砾的 CBIL 响应

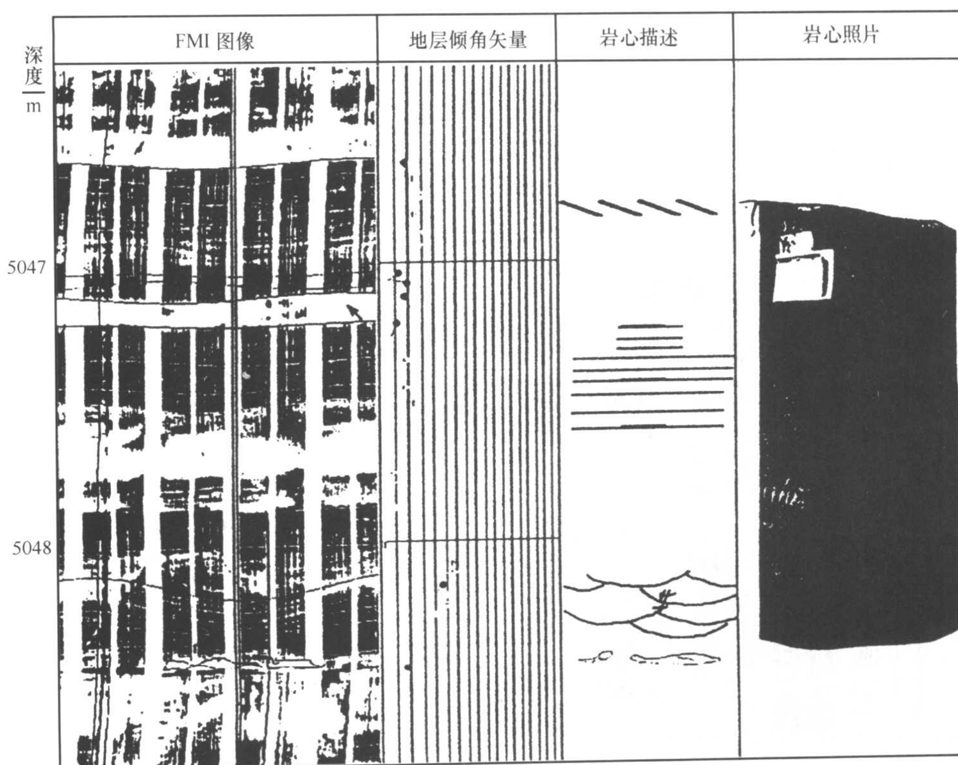


图 7－32　FMI 图像解释实例（TA12）

对应在 FMI 图像上往往呈一组不同倾角大小的正弦曲线；也有断续状斜层理（图7－33），在 FMI 图像上往往没有完整的正弦波曲线而是粗略显示的。

（3）槽状交错层理（图 7－32）

1）一般地质特征：槽状交错层理为层系界面呈弧形交切。

2）FIM 图像特征：是一套不同角度的正弦显示的层系界面；两层系界面间上弧形的截切纹层，由明暗相间的条纹组成，其厚度规模随岩心上的规模而变。

总结：共对比解释了岩心上槽状交错层理 39 段，FMI 可识别 27 段，解释符合率约 70%。

（4）板状交错层理（图 7－33）

1）一般地质特征：板状交错层理为层系界面平行纹层组向底部收敛的流动层理，是最直接反映古水流方向的层理类型。岩心上往往表现为几组纹层向底部收敛的层系垂向叠覆。

2）FMI 图像特征：在 FMI 井周展开图像往往识别出几个平直的层系界面，每个层系内纹层显示底部收敛顶部截切的明暗条纹。

总结：共对比解释了岩心上 41 段板状交错层理，FMI 可识别其中 36 段，解释符合率达 90%。CBIL 测量井段很难解释出这种层理类型。

（5）小型砂纹交错层理（图 7-32）

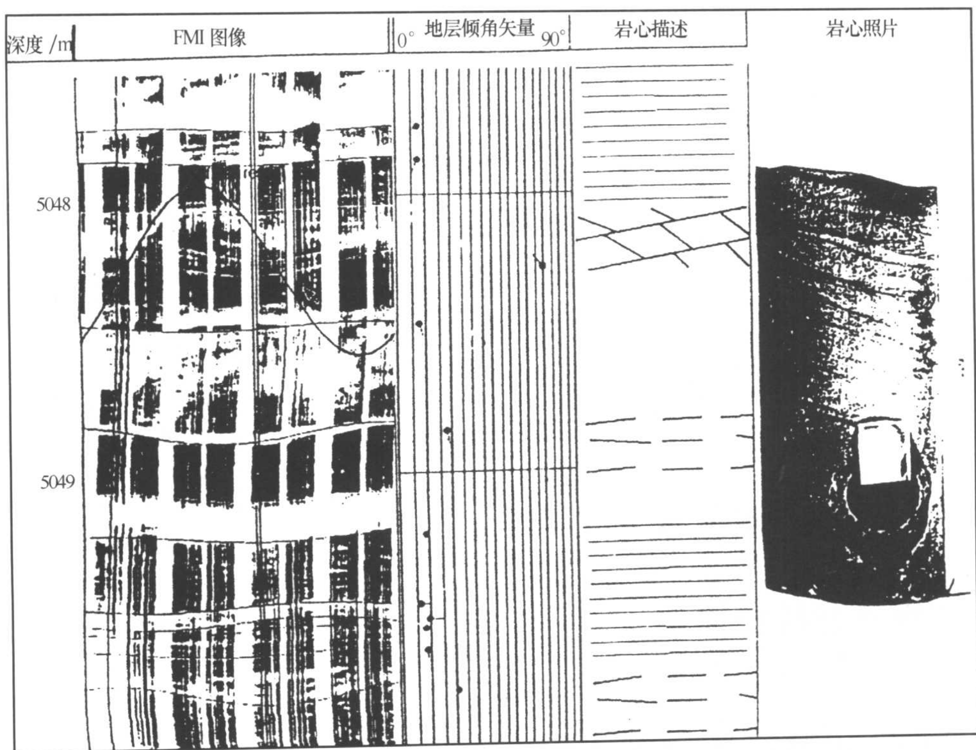


图 7－33　FMI 图像解释实例（TA12）

硬石膏薄层及斑块、板状交错层理、水平层理、断续斜层理、再作用面、微错段

1）一般地质特征：为在井壁上明显显示小规模的纹层截切线及小规模的交错层理。

2）FMI 图像特征：在 FMI 井周成像测井图上局部发育一些小的、短的纹层截切现象，基本没有延伸出井周范围。

总结：从对比解释上看小型砂纹交错层理只在部分典型的层段上有显示。

（6）结核

钙质斑块、条块在 FMI 图像上呈不规则的亮块及条带，显示高阻特征。

（7）生物钻孔构造

生物钻孔构造在 FMI 图像上呈不规则的亮色线状条纹或斑块状。

（8）羽状交错层理

羽状交错层理与相邻斜层系的纹层倾斜方向相反，呈羽毛状。因此，在 FMI 图像上羽状交错层理表现为上下纹层倾向相反的正弦曲线。

（9）透镜状层理

透镜状层理以泥质沉积为主，砂质沉积被包围在其中。在 FMI 图像上透镜状层理表现为暗色条纹夹透镜状亮色斑块。

（10）递变层理

递变层理自下而上表现为由粗到细的正韵律，粗岩性（如砾岩）在 FMI 图像上表现为亮色。细岩性（如泥岩）表现为暗色。总体呈由亮色到暗色的颜色递变。

（11）韵律层理

由砂泥岩间互形成的韵律层在 FMI 图像上表现为平行的明暗条纹。

（12）沉积构造垂向序列解释

1）水道沉积序列解释。①一般地质特征：沉积构造垂向序列在各种沉积相中的表现明显不同，以 TAI2 井为例说明典型的水道沉积构造序列，具体如下。图 7－34 自下而上发育冲刷面—含砾冲刷段—斜层理—不同规格的槽状交错层理。②FMI 图像特征：从图 7－34上看各种沉积构造基本可辨，而且模板清晰，总体符合率较高。

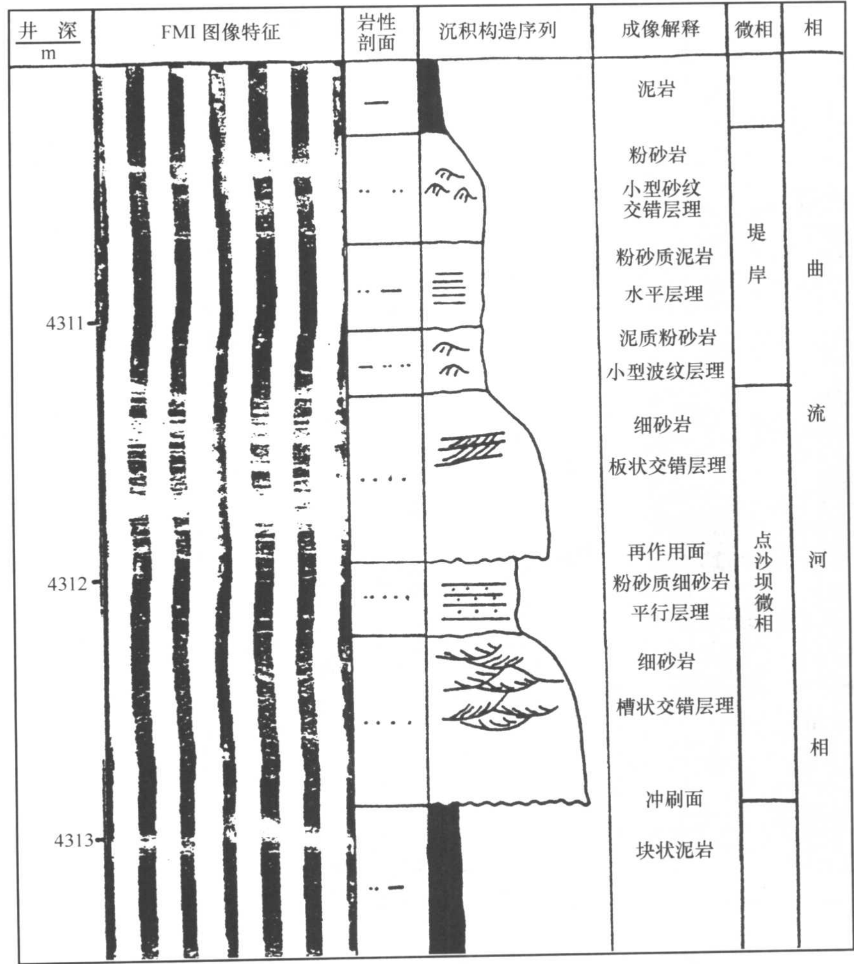


图 7－34　T2 井 FMI 成像图上一个典型的曲流河垂向序列地质解释

2）一个典型的曲流河垂向序列。图 7－34 为 T2 井 FMI 成像图上一典型的曲流河垂向序列地质解释。该序列的下部为块状泥岩，成像图为均质块段模式，泥岩之上为冲刷面，对应成像图上波状暗线。自冲刷图之上发育槽状交错层理—平行层理—再作用面—板

状交错层理—小型交错层理—水平层理—块状层理。

二、碎屑岩测井沉积微相建模与划分

（一）关键井测井沉积亚、微相模型的建立

以常规测井处理解释的岩性剖面、倾角测井沉积学处理成果和 FMI 成像成果解释沉积构造序列为主，结合地质岩心描述和分析化验资料，综合建立关键井层段的测井沉积亚、微相模型。如图 7－35，轮南地区Ⅱ油组辫状河三角洲沉积的垂向亚、微相划分和图 7－36 塔中Ⅳ油田曲流河三角洲沉积和垂向亚、微相划分。

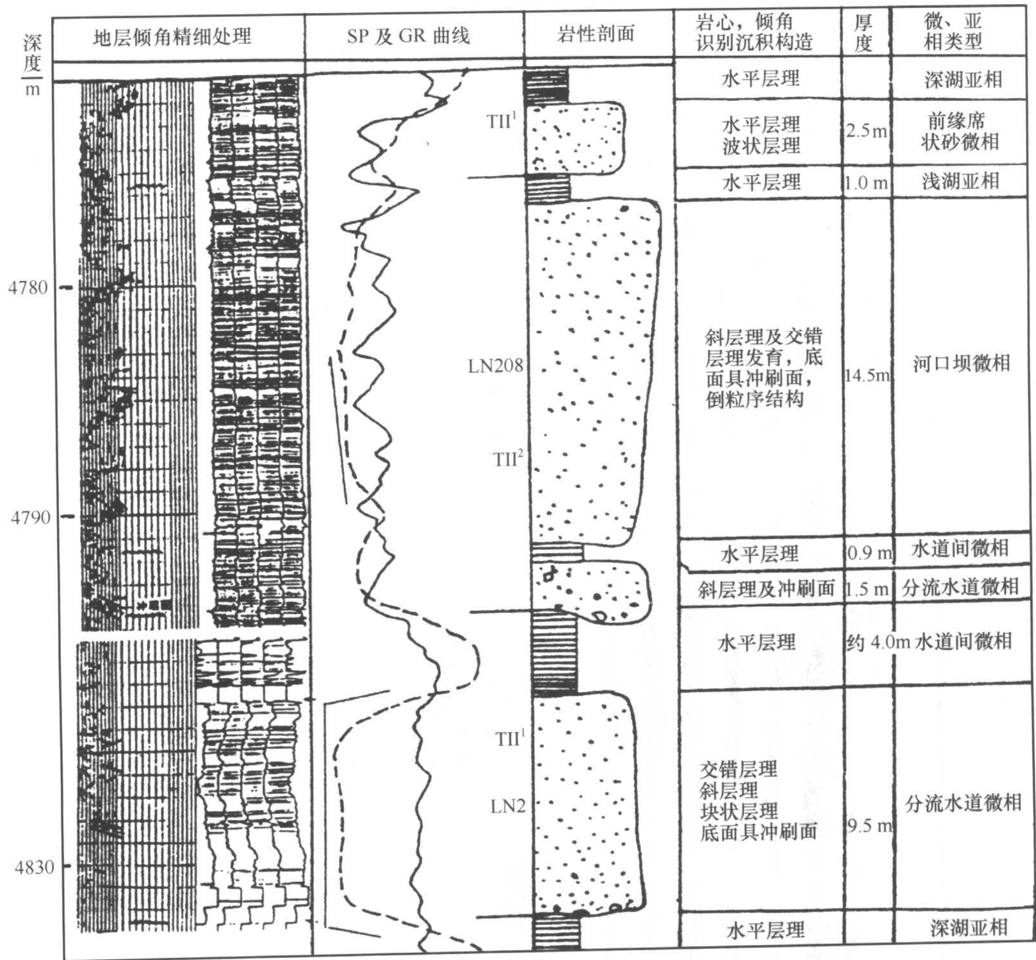


图 7－35　轮南地区三叠系第二油组垂向层序综合图

（二）测井沉积相剖面对比

1. 测井对比标志层

为了实现测井沉积相的等时对比，在轮南地区选择了Ⅰ油组砂岩顶部异常高伽马特征标志层为等时界面。该层全区分布稳定，以异常高伽马值为特征；火山喷发放射性物质含

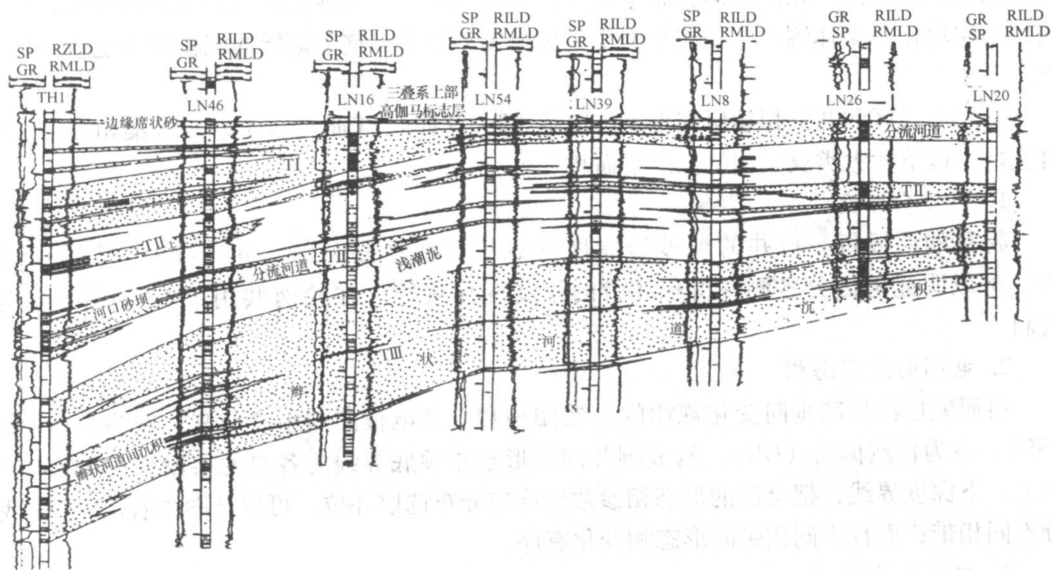


图 7-36　轮南地区三叠系砂岩对比图

量高，分布厚度基本一致，区域上为等时界线。因此在全区对比中以这个测井标志层对齐，上下地层依次等时对比（图 7-36）。

2. 骨架砂体顶底界的确定

考虑到测井曲线形态的变岩性组合特征及地层倾角识别的沉积构造垂向序列，以砂岩层底冲刷面或再作用面为底界，以砂岩之上与泥岩接触面、砂岩层间明显间断或侵蚀面为顶界，横向连接砂体形态变化。

3. 成因地层单元划分

根据区内不同测井曲线垂向变化规律和横向等时对比性，依据成因地层学（W. E. Galloway，1993）的对比原则，将剖面上地层按沉积成因单元不同的电性特征可以在轮南地区划分为五个成因地层单位。

1）泥岩段，即 TⅢ油组以下泥岩段。

2）TⅢ油组砂岩段，为中统上部至上统下部，是泥岩背景下夹砂岩段。

3）泥岩夹砂岩段，为中统上部至上统下部，是泥岩背景下夹砂岩段。

4）TⅠ油组砂岩段，为上统中下部。

5）泥岩夹薄层砂岩段，为上统中下部。

按照砂岩骨架体垂向叠置特征，可以分出 TⅢ、TⅢ$_{下}$、TⅢ$_{上}$、TⅠ四个沉积骨架体沉积单元。由于该剖面切过不同沉积砂体并与古水流方向不一致，横向连续性及形态具有明显的差别。每一种测井沉积相与相邻相之间的连续性很清楚。

（三）平面展布及古水流系统

在关键井主要测井沉积相类型及特征分析、垂向序列分析、基于栅状剖面对比的基础上，将各类反映沉积相体的特征总结出来，标注在目的层平面位置图上，可以清楚地表明

沉积成因地层单位的测井沉积相平面分布特征及古水流系统。

当然，测井沉积相的平面分布主要是针对沉积框架体内砂岩体的测井相而作的，每个成因地层单位骨架体测井沉积相平面变化规律搞清楚了，整个地层的沉积面貌也就一目了然。

在轮南地区测井沉积学研究重点选取了TⅢ、TⅢ$_{下}$、TⅢ$_{上}$、TⅠ砂岩骨架相层段，综合选取了以下六大类反映相特征的平面相标志。

1. *纯砂岩厚度*

将目的层段每一口井的纯砂岩厚度读数标注在平面图上，并连接砂岩厚度等值线，可以明显地区分各测井沉积相带的厚度变化规律。在轮南共用了67口井的厚度资料。

2. *电测曲线形态相*

将研究层段反映垂向变化规律的自然伽马和自然电位曲线组合起来，左为自然电位（SP）、右为自然伽马（GR），构成测井曲线形态相顶底界线为各自的层段砂岩骨架所在的上、下深度界线，把全区的形态相参数按均匀分布选取井位，可以从图中看出它可以划分不同相带；而且不同相带间形态相变化有序。

3. *沉积构造*

从地层倾角测井解释的沉积构造序列中选取目的层段的典型沉积构造序列，标注在不同形态区带上，可以直观地反映不同相带的成因特征。

4. *粒度分析*

从区内关键井和周边选取不同形态相带的粒度众数分布图，用于全区粒度平面变化分析。

5. *古水流方向*

将区内由地层倾角测井资料（经过沉积学特殊处理）的古水流方向（主次）标注在平面位置上。选井应全区均匀分布，可以控制各个相带的古水流系统方向。每口井在选取方向时，一定要是目的层段砂体的精细处理矢量图的蓝模式方向，或者用沉积施密特图的主峰方向控制每口井的局部古水流方向。在轮南地区三叠系沉积学编图中，均匀分布选取了32口井的局部古水流方向，这样基本上可以把轮南地区TⅢ、TⅢ$_{下}$、TⅢ$_{上}$、TⅠ砂岩骨架体古水流系统恢复出来。

将上述六大类相标志综合配套研究，就可以把每个砂岩层的平面相带划分出来，以下以TⅡ$_{下}$、TⅢ$_{上}$砂体为例。

TⅡ$_{下}$砂岩（图7-37）：TⅡ$_{下}$砂岩测井沉积相分布在桑塔木以南，以由北东向南西推进和由北西向南东推进的两个完整的辫状河三角洲沉积朵体为特征，两朵体间夹中区的三角洲间湾沉积，两朵体向南侧显示出浅、深湖的前缘决口重力流沉积。东部朵体顺古水流方向自北东向南依次发育辫状河道三角洲前缘中的分流河道、河口砂坝、前缘席状砂等沉积，相态完整有序变化。西部由北西向东南也是这样的变化特征，沉积厚度以前缘为中心，最厚达40 m以上。测井曲线形态呈古水流方向有序变化，由箱型到钟型、漏斗型、卵型、齿型逐渐变化的特征。图中所示的局部水流方向，符合总体的古水流系统，说明地层倾角微细层理处理的蓝模式方向是判断古水流方向的重要依据。

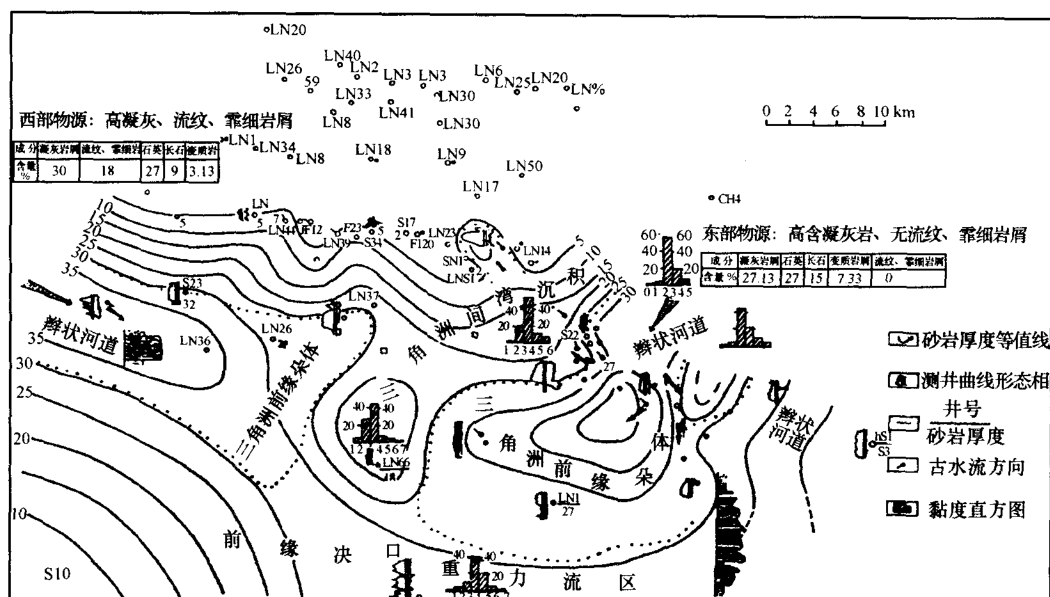


图 7-37 轮南地区三叠系 TⅡ下砂岩沉积相分布图

三、碳酸盐岩测井沉积微相研究

以海相沉积为主的碳酸盐岩沉积环境及沉积结构，与陆相砂泥岩地层有很大的区别。陆相沉积的砂泥岩剖面岩类型较为单一，粒度与层理变化较为复杂，它们反映了沉积环境及沉积相的变化。沉积层理则不如砂岩那样重要，沉积环境的物理性质也存在较大差别，势必影响到测井响应的差异。如地层倾角对砂泥岩沉积环境是一种重要的指相工具，对碳酸盐岩则意义有限；可以反映矿物成分变化的自然伽马能谱测井则是进行碳酸盐岩沉积微相分析的重要手段。因而在碳酸盐岩中测井沉积微相分析是重要手段，在碳酸盐岩中测井沉积微相应建立不同于砂泥岩地层的专门模型。

（一）碳酸盐岩测井沉积微相研究方法与流程

在碳酸盐岩中用测井资料进行沉积微相研究内容包括以下几个方面，具体流程见图 7-38。

1）选择与确定油气田的关键井；

2）建立碳酸盐岩地质沉积微相模型；

3）地质沉积与测井响应特征确定；

4）测井信息环境校正与归一化；

5）测井信息与地质微相相关分析；

6）采用各种数理统计方法建立测井沉积微相模型；

7）进行测井沉积微相划分反馈验证与模型修改。

（二）碳酸盐岩沉积微相模式建立

我国碳酸岩盐油气藏沉积环境多以海相为主。四川碳酸盐岩具有代表性，属于碳酸盐岩海相潮汐沉积模式。

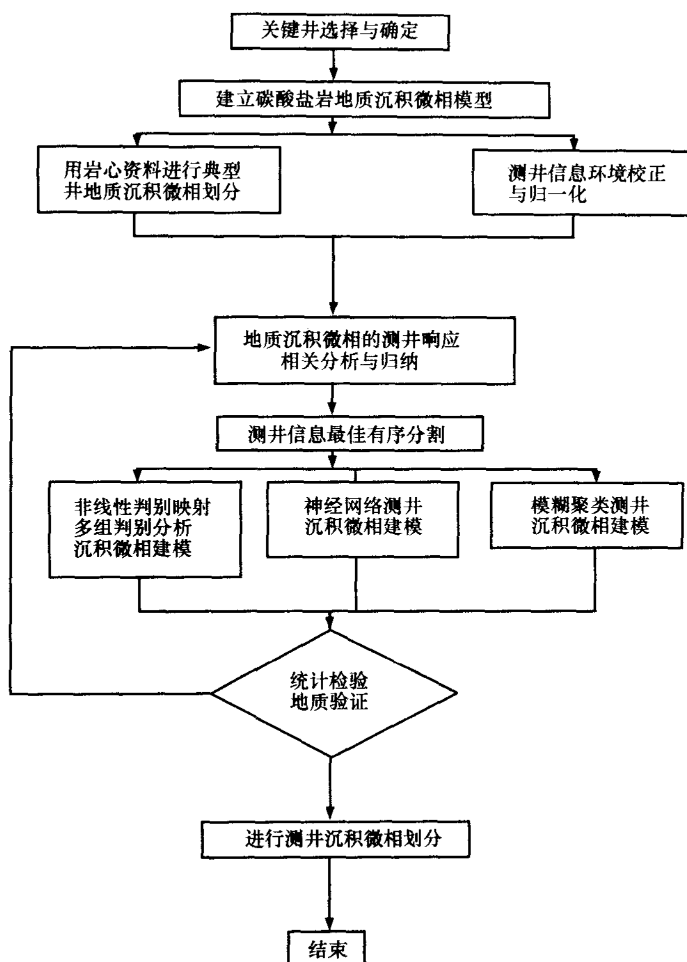


图 7－38　碳酸盐岩测井沉积微相划分流程

1）潮上带
- 蒸发盆地亚相
  - 膏岩微相
  - 膏云岩微相
- 潮上坪亚相
  - 云岩夹石膏微相
  - 粉晶白云岩微相

2）潮间带
- 潮间坪亚相
  - 砂泥岩微相
  - 泥灰岩泥质灰岩微相
  - 泥质云岩微相
- 潮间浅滩亚相
  - 颗屑及鲕粒灰岩微相
  - 砂屑及藻屑云岩微相

3）潮下带
- 潮下浅滩亚相（鲕粒及砂屑、生屑灰岩）
- 局限海潮下亚相（灰石岩、泥灰岩、泥页岩）
- 蒸发海盆亚相（盐岩、石膏、石灰岩）

（三）测井碳酸盐岩沉积微相建模

1. 碳酸盐岩沉积相的测井响应特征

（1）自然伽马能谱

由于不同沉积环境、岩类、物源及地球化学性质上的差别，使地层中的放射性元素铀、钍、钾的富集程度及相对含量的比例发生变化。浅海碳酸盐岩生成于清水环境，直接生物堆积和间接生化作用影响自然伽马能谱的响应，放射性铀在一定程度上反映了生物富集及演化特征；而泥质则影响了钍、钾的分布。成岩后生变化及地下水溶蚀的裂缝都可形成放射性铀的富集，自然伽马能谱对沉积环境响应的规律如下：

1）在氧化环境钍矿物含量稳定，不易风化。

2）钾极易被带负电荷的胶体吸附，因而在粘土矿物中钾含量增高。

3）粘土矿物含量与水动力条件及沉积低能环境有关，而钍钾比及钍、钾含量增加可确定泥质及粘土矿物含量的增高。

4）铀含量与有机质还原作用关系密切，特别与岩石中有机碳含量有好的正相关关系。有机碳及干酪根反映生油母质的丰度，因而铀含量可作生油母质的指示器；而钍钾比低则反映还原环境，相反则说明处于氧化环境。

（2）总自然伽马值

总自然伽马值主要反映泥质与粘土的含量，在生油层则反映生油母质的增加。它的规律是有机质含量很高的生油岩自然伽马为异常高值，泥、页岩为正常的高值，泥质石灰岩与白云岩为中值，白云岩为中低值，纯石灰岩为低值，生物礁岩及石膏为最低值，钾岩为高值。

（3）电阻率测井

在碳酸盐岩中，硬石膏及盐岩电阻率可达数万欧米，致密石灰岩为高值，孔隙发育的石灰岩及白云岩为中低值；泥、页岩为最低值。

（4）岩性密度测井

岩性密度测井包括两种物理量，一种为有效光电吸收截面指数 P_e 及岩石的体积密度。有效光电吸收截面指数与岩石化学元素光电吸收截面关系密切，因而它可以正确区分岩石矿物成分及岩性。如石灰岩 P_e 为 5.084，而白云岩为 3.142，硬石膏为 5.055，砂岩为 1.086，从而反映了岩石沉积与成岩环境。岩石体积密度的差别不但反映不同岩类，而且反映了沉积环境，体积密度由高而低的岩类为：硬石膏、白云岩、石灰岩、孔隙云岩、孔隙灰岩、生物灰岩、岩盐、泥质岩、页岩及泥岩。

（5）声波测井

在碳酸盐岩剖面中，致密白云岩纵波速度最大，致密石灰岩也较高，它们在变密度测井曲线上表现出黑白分明。石灰岩与白云岩孔隙度增加使纵波速度有所降低，变密度的灰度曲线表现为黑白反差减弱。对石膏层声速虽然减小，但变密度曲线则黑白分明。岩石泥质增加与孔隙度特征相似，泥、页岩类纵波速度最小。由于能量衰减，变密度曲线黑白反差很小。

（6）中子测井

在中子测井石灰岩视孔隙度曲线上，硬石膏与致密石灰岩都近于零值。盐岩次之，白云岩有 0～3% 视孔隙度读数。随地层孔隙度增大，中子读数增高，泥质含量增高中子读

数也相应增大。泥、页岩中子读数增高，可达25%视孔隙度读数。

2. *碳酸盐岩测井电相与沉积微相的关系*

根据以上测井信息对沉积环境响应特征看出，测井对沉积微相变化而造成岩石物理性质变化是敏感的。因而根据各种测井信息集总，可以形成随井深沉积环境变化而引起岩石物理变化的连续剖面。虽然还不能说它直接反映某些明确的地质概念，但它能反映井眼内随井深而变化的岩石各种物理性质的差异，我们称之电相剖面。实际地质各种沉积微相差别必然造成物理性质的差异，因而这种电相剖面可以转化为地质信息，具体说就是沉积微相变化的信息。这种转化是通过取心井段根据地质信息所划分出的随深度变化的沉积微相段与电相剖面相关分析得到的，通过各种统计数学的聚类方法，如非线性映射、多组判别、模糊聚类、神经网络等方法，建立起各种沉积微相的模型，并经过置信度检验，才能将电相剖面转化为测井沉积微相剖面。

3. *碳酸盐岩电相的确定和划分*

（1）用最佳有序分割进行剖面电相分层

采用多种测井信息作为多变量进行有序样品的最佳分割是主要的电相自动分层方法。这是一种按多变量离差达到最大的方法。

（2）采用非线性映射对电相进行聚类划分

非线性映射是通过对多变量由多维空间降维映射到低维空间，用低维空间直观显示聚类点群分布的数理统计技术。它不考虑数据沿剖面的连贯性，因此在测井多变量最佳有序分割形成电相分层的基础上，根据样品的亲疏关系，进行以电相特征为基础的进一步电相特征聚类。

4. *测井沉积微相模式建立与微相划分方法*

（1）用多种判别建立测井沉积微相模式

在测井多变量数据进行电相聚类后，以已知关键井地质微相作参照，建立测井多变量沉积微相判别函数，达到建立测井沉积微相模式的目的。

根据总自然伽马、无铀自然伽马、铀测量值、钍测量值、钾测量值、中子、密度、声波、双侧向电阻率及微球形聚集测井信息作为变量，以地质划分的各种沉积微相作为判别标准，这样就可构成碳酸盐岩各种沉积微相的判别函数。它们就是建立起来的碳酸盐岩测井沉积微相的模式及数学模型。

（2）用模糊聚类法建立碳酸盐岩沉积微相模式

利用测井信息碳酸岩沉积微相划分的实质是，由于沉积环境中岩石与地层物理特征的变化，多种测井可由不同的角度来对这些变化进行信息响应，因而测井信息可用于沉积微相变化的区分。采用多种测井信息作为变量进行聚类分析，将相似程度高的点群聚类分析，将相似程度高的点群聚类也是测井沉积微相划分的重要手段。由于自然现象的复杂而出现模糊现象，因而采用聚类模糊统计方法建立模糊聚类统计模型来进行碳酸盐岩沉积微相测井划分模型建立。

根据模糊集理论发展的模糊数学方法进行测井多变量沉积微相聚类与划分，从而建立起碳酸盐岩测井沉积微相模式。

（3）神经网络技术测井沉积微相划分

测井信息是地质沉积差别物理性质差异的反映。它属于非结构信息，难以用数学精确

地描述；但存在大量实际资料可供学习，因而采用人工神经网络技术监督学习的方法。通过它的自组织、自适应的学习能力及对模糊与随机信息的联想、推理与类比能力，可通过神经网络方法来建立测井碳酸盐岩沉积微相模式。具体采用的是多层感知机用 S 函数作为激活函数。对于第 k 层的第 j 个神经元来说，其输出为

$$X_j^k = F\left(\sum_i (W_{ij}X_i^{k-1}) - \theta_j\right)$$

具体算法采用误差反向传播，用梯度搜索技术使代价函数最小化。

采用这种方法将各种测井信息变量作为网络输入层，以地质确定的各种沉积微相作为期望输入值赋给网络输入层，采用误差反向传播法对网络训练。通过计算期望值与实际输入值之间的误差来调节网络神经元的连接权，通过网络学习，可对未知井的沉积微相预测。

(四) 碳酸盐岩测井沉积微相划分实例

四川盆地东部五百梯构造石炭系是一套非均质的以潟湖相沉积为主的碳酸盐岩剖面，由地质资料建立的沉积微相包括：潟湖内浅滩、暴露浅滩、石英砂浅滩、潟湖、暴露蒸发六种微相。测井采用中子、密度、自然伽马、铀曲线、钍曲线、钾曲线、声波及双侧向电阻率等 10 种测井信息，采用上述数理统计方法建立了测井沉积微相的模式及数理模型，并得到了地质验证。图 7－39 给出了测井沉积微相模式，图中中间为岩性剖面，其右为测井电相划出岩类，右边方形曲线为测井划分出沉积微相，最右边为地质沉积亚相划分结果，由图看出二者很一致。

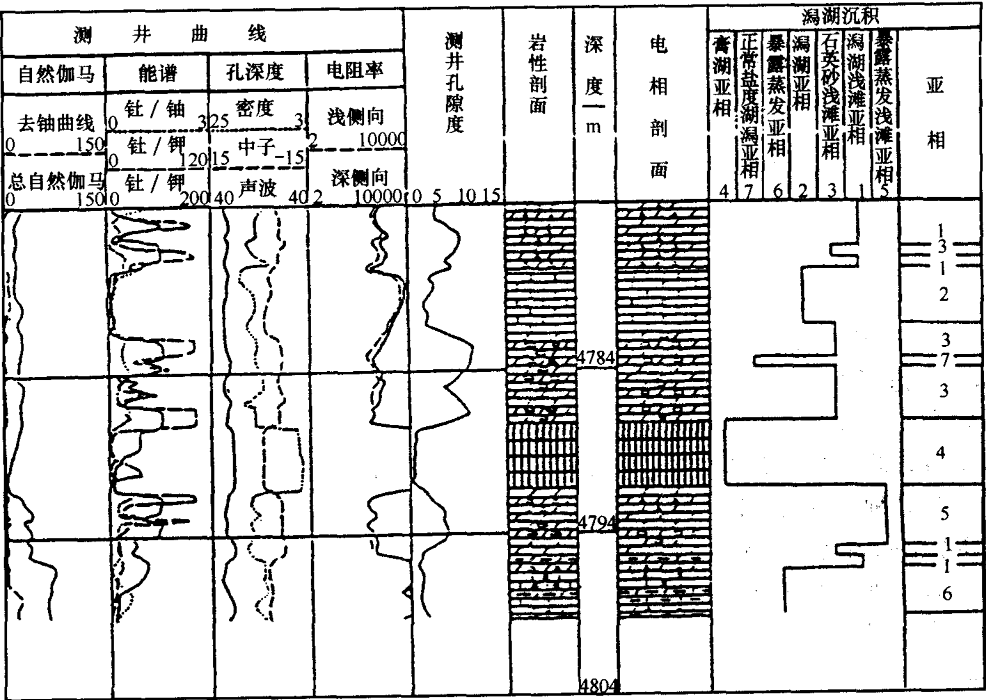


图 7－39　五百梯构造石炭系测井沉积微相模式及地质验证

四、测井沉积学解释计算机辅助系统

当前用计算机进行测井沉积学解释的程序不少，应用效果主要决定于使用者的地质知识水平。以下举例说明测井沉积学计算机解释系统。

（一）系统逻辑结构

1. 原理

从模式识别的角度来说，测井相实际上是一个模式识别过程。该过程将测井模式由多维测井变量（模式）空间正确地映射到较低维的地质空间，即有映射：

$$F:Rn \rightarrow Rm, Y = F(X)$$

对于样本集合 X 和输出 Y，可以为存在某一映射关系 G 使

$$y_i = G(x_i) \qquad x_i \in X, y_i \in Y$$

1）由计算机利用样本数据求取一映射 F，使得在某种意义下最佳地逼近 G，以实现区分不同的模式，而将同一类别的不同模式样本归为一类。

通常的分类规则为，如果模式 X 与类别 A 的模式最相近，则模式 X 属于 A。在此过程中涉及的问题是：

A. 完成模式特征的抽取，即决定如何以一组参数的形式描述模式 X；

B. 利用一组已知类别标号的训练模式样本学习由输入空间到输出空间的映射关系 F；

C. 运用映射 F（X）进行分类。

上述模式识别系统的组成如图 7－40 所示。

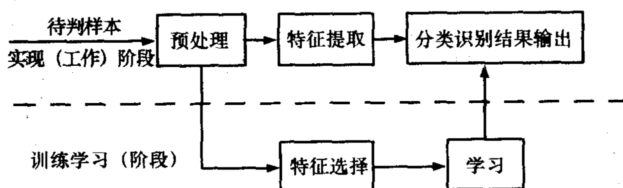


图 7－40　用于测井相分析的模式识别系统

本系统采用多元统计模式识别技术和人工神经网络模式识别技术实现测井相分析。

2）在进行测井相分析的过程中，遵循以下原则：

A. 每一被选择的测井响应应尽可能地反映地层的岩性及其物理特征；

B. 保证测井曲线质量及各测井曲线之间的深度匹配，校正环境和井眼的影响；

C. 以某种相似性参数为样本之间的相似程序的度量（如欧几里得距离），将样本数据按样本空间归类划分为不同的测井相；

D. 以某种归类判别准则建立测井相空间到地质相空间的映射规则，实现对未知测井层段的归类识别。

2. 系统的总体逻辑框图

如图 7－41 所示。对参与测井相分析的测井曲线进行编辑。即完成测井曲线数据野外带记录格式到测井相分析所用的向量格式的转换，以及测井曲线的选择。

预处理模块。具有完成测井曲线的环境校正、深度校正以及曲线的滤波、分层处理、

数据标准化处理等功能。

多元统计岩相分析器。采用主成分分析、聚类分析、判别分析等数理统计算法完成测井曲线的岩相识别。

ANN 测井相分析器。采用 ANN 技术完成测井曲线的岩相识别和和沉积环境识别。

测井层段的划分。根据岩相分析所得的岩相垂向序列，划分用于识别沉积环境的测井层段。

曲线形态特征的提取。提取各测井层段内倾角测井的沉积学特征。

单井测井沉积环境识别。根据所提取的测井层段的特征，应用 ANN 技术，进行取心地质刻度，建立单井沉积环境的垂向序列。

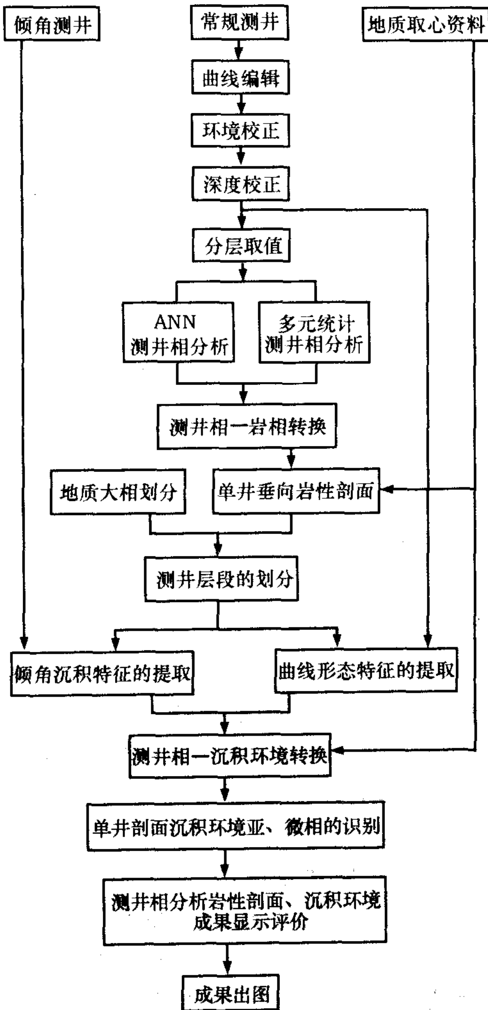


图 7－41　测井相分析系统总体逻辑框图

（二）测井相分析的数据预处理

1. 测井的环境校正及深度匹配

测井曲线的环境校正，主要是校正井眼环境如钻井液因素、井壁不规则以及仪器偏心等非地质因素的影响。

在测井过程中，由于井眼的不规则以及钻井液对仪器的黏附作用，电缆会产生拉伸。另一方面，测井曲线是仪器分次组合下井测得，造成各曲线间的深度的错动和不匹配。选用一条特征明显的曲线如 GR 为基准，确定其他曲线相对该曲线间的深度移动，用计算机程序完成曲线的深度校正，使各曲线所反映的地层界面深度一致。

2. 测井曲线的分层和取值

（1）主要分层曲线的层内差异法分层处理

层内差异法分层的依据就是在同一层内的测井响应是相对稳定的，其变化不超过某个允许误差。

在用测井曲线的层内差异分层时，我们选择具有较高纵向分辨率的测井曲线，如 GR、R_{XO}或 R_{FOC}、R_{SFL}等作为主要分层曲线，对其进行初始分层处理。

设属于第 i 层的 n 个相邻的主动分层曲线采样值为 $\{X_{ij}\}$，$(j=1, 2, \cdots, n)$。该层的允许误差为 $E(X_i)$，则该层的测井值可记为

$$\overline{X}_i = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n} X_{ij}$$

其方差为

$$S = \frac{1}{n-1}\sum_{j}(X_{ij} - \overline{X}_i)^2$$

均方根误差为

$$\sigma_j = \sqrt{\left(\frac{1}{n-1}\right)\sum(X_{ij} - \overline{X}_i)^2}$$

对第 $n+1$ 个采样值，与该层测井值 X_i 的差异为 $|X_{n+1} - X_i|$，则有

$$P = \{|X - \overline{X}_i| \geq E(\overline{X}_i)\} \leq \sigma_i / E(\overline{X}_i)$$

当 $|X_{n+1} - \overline{X}_i| \leq E(\overline{X})$ 时，X_{n+1}属于第 i 层。此时应重新计算该层第 $n+1$ 个采样点的均值。

当 $|X_{n+1} - \overline{X}| > E(\overline{X})$ 时，X_{n+1}不属于第 i 层；第 i 层划分结束。从第 $n+1$ 个点开始划分下一层。这样下去，直到处理完整个井段为止。

在上述分层处理过程中，分层的关键是确定允许误差函数 $E(X_i)$。从概率统计角度来看，可以认为测井值是具有有限方差的随机变量，同一层内各采样点的差异反映了非地层因素引起的随机误差，且概率满足：

$$P = \{|X - \overline{X}_i| \geq E(\overline{X}_i)\} \leq \sigma_i / E(\overline{X}_i)$$

据此建立如下的误差函数：

$$E(\overline{X}_i) = B\sigma_i$$

式中：B 为层内方差分层系数。

（2）分层曲线的初始分层的聚类并层处理

在对主动分层曲线用层内方差分层处理时，对整个井段可采用相同的较小的 B 值；而各个层的均方根误差 σ_i 是各不相同的。在实际处理中，可能会出现某些层段划分得过细，把同一层段划分成了若干个小层。因此，在对主分层曲线作层内方差分层后，将其分层结果施加到所选作分层曲线的其他一至四条有较好纵向分辨能力的测井曲线上，作为这些分层曲线的初始分层。然后以这些分层曲线为变量，用这些变量间的广义马哈诺比斯距离来衡量各初始分层小层间的相似或接近的程度，对分层曲线的初始分层结果进行最优聚类分割，将相似或接近程度较高的相邻的小层合并为一层。

设第 k 层与第 $k+1$ 层的“马氏距离”为

$$d(k, k+1) = \sqrt{\sum_{j}(Y_{ik+1} - Y_{ik})^2}, i = 1, 2, \cdots, L$$

式中：L 为所选定的分层曲线的条数（$1 \leq L \leq 5$）；Y_{ik}为第 k 层的第 i 条分层曲线的测井值。

若 $d(k, k+1) \leq d_{min}$，则认为第 k 层与第 $k+1$ 层同属于一层，将它们合并为一层。

若 $d(k, k+1) > d_{min}$，则认为第 k 层与 $k+1$ 层各为一层，不作并层处理。

其中 d_{min}为各小层并层处理时的最小临界距离。

通过调整分层参数 B、d_{min}的大小，就可得到不同粗细程度的分层结果。B、d_{min}的选择一般由试验确定。B 值越小，允许的误差就越小，所得的分层结果也就越细。反之，分层结果就越粗。同理，d_{min}的选取也是这样。

（3）其他测井曲线的分层延拓

对选择的一组分层曲线进行分层直方化处理以后，将分层结果延拓到其他测井曲线

上，在所有分层测井曲线上得到统一的分层边界。经过分层处理后，所有参与分层的测井曲线都被直方化了，看起来如由不同的测井常数值组成的阶梯状线段。每一层各曲线的测井值就是该曲线在该层的平均值。

（4）测井曲线的归一化处理

对同一油田、同一区块或同一构造上的各井进行测井相分析时，对所使用的测井曲线进行标准化处理，消除由于仪器的不同、刻度不同所产生的影响。同时对测井曲线进行归一化处理，还可以消除由于各测井曲线变量之间的量纲以及数量级的不同而在数理统计分析上产生的误差。采用方差正规化对分层处理后的测井曲线进行归一化处理。

$$w_{ki} = w_{ki} + \eta_k(x_i - w_{ki})$$

$$d_{ki} = \min\{d_{ji}\}, k \in [1,2,\cdots,L]$$

$$X_{ij} = (X_{ij} - X_{j\min})/(X_{j\max} - X_{j\min})$$

式中：$i=1,2,\cdots,N$，N 为分层处理后得到的层数；$j=1,2,\cdots,n$（n 为测井变量的个数）。

处理后的各测井曲线的数值分布在 0～1 之间，用于衡量样本间相似性的统计变量。如相关系数、欧氏距离等的变化范围就均匀地分布在 0～1 之间。

上述预处理后，用矩形测井曲线代替了通常测井解释中所用的原始而光滑的测井曲线。其优点是：其一，在划分的各个层段内，测井曲线值保持恒定不变，只需存储该层的起始和终止深度以及各条曲线的平均值；不必存储各曲线的全部采样值，节省了处理中测井数据的存储空间。其二，经过分层直方化后的测井曲线代表了真实的（或者更确切的）测井响应值，保留了地层性质的变化，消除了非地层因素的影响；分层后层内各采样点间的数值差异最少，而层间的差异最大，此时可以认为层内具有相同的岩性。这样每一个测井层段就可以当作是 n 维测井变量空间中的一个点平处理。测井相分析就成了一个由 n 维测井变量空间到 m 维地质空间的映射识别。

（三）ANN 相分析

测井相分析实际上是模式识别的分类过程。人工神经网络是理想地实现模式识别分类的算法。

1. 测井相分析的 ANN 模型

用距离的自组织竞争网络（D－kohonen NN）完成测井相参考向量模式特征的提取；应用距离的多层前向网络（D－BP NN）作为测井相到地质相的映射分类识别器。

（1）D－kohonen NN 测井相参考向量模式特征提取器

这是一个以 kohonen 算法为基础的自组织特征映射网络。网络由输入层和输出层神经元构成。以欧氏距离评价输入测井向量模式间的相似程度，将测井向量空间的节点聚集成不同的测井相区域。在网络的学习训练过程中，输出层节点的个数是变化的，每个节点代表一类测井相。学习训练结束后，网络输出层节点的总个数即为最后得到的测井相总类数，各节点的输出即为相应测井的参考模式向量。

评价输入测井向量 X 与测井相 j 的接近程度的欧氏距离为

$$d_j = \sum_{i=1}^{N}(w_{ji} - x_i)^2$$

$$d_{ki} = \min\{d_{ji}\}, k \in [1,2,\cdots,L]$$

式中：x_i 为测井向量 X 的第 i 个元素，$i=1, 2, \cdots, N$；N 为 X 的维数，$j=1, 2, \cdots, L$；L 为输出节点的个数。

网络的权值修正规则为：

1）$d_{ki} \leqslant \rho$ 时，将 X 归入与其最接近的输出节点 k 所代表的测井相类中：

$$w_{ki} = w_{ki} + \eta_k(x_i - w_{ki})$$

式中：η_k 为在 0～1 间取值的随着学习过程而变化的学习因子。此处取

$$\eta_k = n_k(t)/(n+1)$$

式中：n_k 为 t 时刻测井相 k 中的样本模式个数；n 为学习样本集中的样本模式个数。

2）$d_{ki} > \rho$ 时，则认为模式 X 不属于已存在的测井相类，而属于新的测井相类。网络的输出层生成新的代表该测井相的节点 l，且有

$$w_{li} = x_i$$

ρ 为网络学习的距离阈值。ρ 越大，网络学习后得到的测井相类数 L 越少；反之，测井相类数 L 越多。

网络 D－kohonen NN 的输出为下面的 D－BP NN 网络提供样本集的测井相的类数 L，以及各测井相的参考模式向量。L 作为 D－BP NN 的隐层神经元的个数，各测井相的参考模式向量用作 D－BP NN 的输入层与中间隐层间的初始权值。

（2）地质相识别分类器 D－BP NN

在 ANN 理论研究中，Hecht－Nielson 已经证明，当隐层节点数可以根据需要自由设置时，对于任意的 $\varepsilon>0$，可以用三层具有 Sigmoid 形状的 I/O 特征的网络，以 ε 均方根误差的精度逼近任何非线性函数，并可形成复杂的分类决策区域。根据 Rumelhart 的 BP 算法，构造了一个由输入层、隐层、输出层组成的三层网络 D－BP NN 作为由测井相到地质相的识别分类器。

网络输入层的节点个数为测井向量的维数 N，隐层个数 L，输出层节点个数为所要识别的地质相的类数 M。输入层与隐层间的连接权 w_{ij} 的初始权值置为隐层节点 h_j 所代表的测井相的参考模式向量 R_j，而隐层与输出层之间的连接权

$$E = \frac{1}{2p}\sum_{m=1}^{p}(T_k^{(m)} - O_k^{(m)})^2$$

$$E_m = \sum_{k=1}^{M}|T_k^{(m)} - O_k^{(m)}|$$

网络学习递归指数 m 为模式指数。

1）网络输入信息的正向传播过程。设输入节点的输出为 O_i，隐层节点的输出为 O_j，输出节点的输出为 O_k，隐层节点与输出节点的输入分别为 I_{net_j}、I_{net_k}。

取 O_i 等于输入测井模式向量的第 i 个分量 x_j，则有

$$I_{\text{net}_j} = \sum_{i=1}^{N}\frac{(w_{ji} - O_i)^2}{1 + (w_{ji} - O_i)^2} = \sum_{i=1}^{N}\frac{(w_{ji} - X_i)^2}{1 + (w_{ji} - X_i)^2}$$

上式中分子部分反映输入模式与隐节点 h_j 所代表的测井相参考向量 R_j 相似程度的欧氏距离，分母部分为标准化因子。

对隐节点，采用如下的非线性 I/O 转换函数：

$$f(x) = 1/\exp(\beta \cdot x)$$

则有

$$O_j = f(I_{net_j}) = 1/\exp(\beta \cdot I_{net_j})$$

它是单调减小的可微函数，其形状是以测井相参考向量为中心，随着距 R_j 的距离的增大而单调减小。O_j 反映了输入模式与各个类参考向量间的距离，即输入测井向量与测井相参考向量的接近程度。

对网络输出层节点采用的 I/O 特性函数有

$$I_{net_k} = \sum_{j=1}^{L} w_{kj} \times O_j$$

$$Q_k = 1/[1 + \exp(-I_{net_k})]$$

对所有输出节点，如果 E 及 E_p 均不小于给定的误差阈值，网络学习转入误差校正信号的反向传播过程。

2）D－BP NN 的误差校正信号反向传播过程。在这个过程中，网络学习的误差信号沿原路径向回传播，以修正网络的权值。对输出层节点 k，有

$$w_{kj} = w_{kj} - \eta(\partial E/\partial w_{kj}) = w_{kj} + \eta\delta_k O_j$$

$$\delta_k = (T_k - O_k) \cdot O_k(1 - O_k)$$

对隐层节点 j，有

$$\begin{aligned} w_{ji} &= w_{ji} - \eta \frac{\partial E}{\partial w_{ji}} \\ &= w_{ji} - \eta \frac{\partial E}{\partial O_j} \cdot \frac{\partial O_j}{\partial I_{net_j}} \cdot \frac{\partial I_{net_j}}{\partial w_{ji}} \\ &= w_{ji} + \eta \sum_k \left(-\frac{\partial E}{\partial I_{net\,k}}\right) \cdot \frac{\partial I_{net_k}}{\partial O_j} \cdot \frac{\partial O_j}{\partial I_{net\,j}} \cdot \frac{\partial I_{net\,j}}{\partial w_{ji}} \\ &= w_{ji} + \eta\left(\sum \delta_k w_{kj} - \beta O_j\right) \frac{2(w_{ji} - x_i)}{[1 + (w_{ji} - x_i)^2]^2} \end{aligned}$$

以上推导中省略了误差函数 E 中的模式下标 m，即

$$E = \frac{1}{2}\sum_{k=1}^{m}(T_k - O_k)^2$$

式中 η 为递归误差校正信号反向传播修正网络学习因子，表示 η 在 0～1 间取值时随着学习过程的。上述修正权值 w_{ji}变化率。

2. ANN 测井相分析的过程

（1）由取心井选择建立学习训练样本集

ANN 的分类判别性能直接取决于学习训练过程中所采用的样本集。样本集所提供的信息是网络学习输入测井模式到输出地质相的映射关系的唯一来源。因此样本集应全面、有代表性。尽量避免样本的模糊与缺乏，以及样本间的冲突。实验表明，样本的模糊与冲突会极大地影响网络的学习速度与性能。同时，为保证网络识别的总体性能，各个地质相的样本数目应大体均衡。

（2）网络模型的建立及学习训练

在网络学习阶段，从样本文件抽取样本模式，采用模式迭代的方式，来训练网络。学习结束，可以显示网络的学习过程和学习结果。影响网络学习效果与网络学习参数主要有

ρ、η、α_1、α_2 以及学习迭代次数（cnt）。通过详细研究网络对样本的学习效果与网络学习参数间的关系（样本数据取自 DHI 井），可得出如下结论：①随着网络隐层节点规模（nhnode）和学习迭代次数的增加，网络对岩性的识别符合率并不总是随着增加。nhnode 越小，网络的容量也就越小，实现要求的识别精度，需要更多的学习迭代次数（cnt），有时甚至达不到所要求的识别精度。而 nhnode 过大时，网络的容量会出现冗余，网络的学习可能会陷入局部最小；而且网络的泛化能力也可能会变差。对网络隐层节点规模，取 26 时，可能取得较好的网络性能。

（3）η 和 α_1 对网络的学习收敛过程有很大的影响

η 大，网络学习收敛速度会加快，而大的 α_1 则可增加网络学习过程的稳定性。

3. 网络的工作过程

从网络结构参数文件中读取网络的拓扑结构参数以及各节点的连续权值，判别未知测井向量模式的地质相类别（如岩相类别）。

（四）利用测井曲线的形态特征识别沉积环境

1. 测井层段的划分

各种沉积岩体所属沉积环境亚、微相的划分主要在于对井的垂向岩性剖面及其各种组合序列的详细划分。因此，在利用测井资料识别沉积环境时，应首先划分井剖面的测井层段，确定各个解释窗长；然后对各个解释窗口，提取测井曲线的形态特征。

主要依据井剖面垂向岩性序列的各种组合来划分测井层段，其约束条件如下：

1）地质大相或亚相的控制。由测井曲线识别井剖面的沉积亚相或微相是在地质上大的沉积时期和沉积环境已知的前提下的。因此，由井眼剖面的岩性组合序列划分测井层段必须由井底向井顶进行，符合大的沉积环境的要求。

2）每一个测井层段的岩性剖面上都应是一个旋回层。井剖面垂向岩性粒度旋回一般可分为：正旋回（粒度上细下粗）、反旋回（粒度上粗下细）以及复合旋回等。

3）最小厚度阈值的约束。对两个相邻砂体间的夹层，如果认为两个砂体属于不同的沉积环境，就应选择这个夹层的厚度作为测井层段的阈值，把这两个砂体划归不同的层段，分别提取曲线特征。

4）屏幕直观观察约束。测井层段的划分结果可以在屏幕上显示，根据实际情况在屏幕上修改所划分的测井层段使划分结果尽可能与实际相符。

在上述约束条件下，测井层段的划分结果可以在屏幕上显示，根据实际情况在屏幕上修正所划分的测井层段使划分结果尽可能与实际相符。

在上述约束条件下，将测井曲线划分成厚度不同的解释层段，分别提取曲线的形态特征，识别其沉积环境。

2. 测井层段内曲线形态特征的描述与提取

一个测井层段，用参数向量来描述测井层段内测井曲线的形态特征，包括常规曲线的幅度特征、形态特征、顶、底界面接触关系、曲线的光滑特性，以及测井层段内的岩性特征、旋回特征、倾角测井的沉积特征等。

（1）常规测井曲线的形态描述及提取

设测井层段内曲线的采样点数为 n，对一条测井曲线，其序列为 x（1），x（2），…，x（n）。曲线的采样点间距为 r_l，测井层段的厚度为 Δh。

1）曲线的幅度特征。与上述测井相分析方法一样，测井层段内的曲线幅度特征，即为该测井层段内测井曲线的平均值。

$$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x(i)$$

$$\bar{x}_h = \frac{2}{n}\sum_{i=1/2+1}^{n/2} x(i)$$

$$\bar{x}_l = \frac{2}{n}\sum_{i=1}^{n/2} x(i)$$

式中：$\bar{x}$、$\bar{x}_h$、$\bar{x}_l$ 分别为整个测井层段内，上半部分和下半部分曲线平均值。

2）曲线的形状特征。当 $\bar{x}_h > \bar{x}_l$ 时，曲线为漏斗形，其相对重心偏上。

当 $\bar{x}_h < \bar{x}_l$ 时，曲线是钟形，其相对重心偏下。

当 $\bar{x}_h = \bar{x}_l$ 时，曲线是箱形，其相对重心居中。

用如下两个参数反映曲线的形态特征：

$$P = [\overline{x_h} - \overline{x_l}/(2\bar{x})] + \bar{x}$$

$$W = \sum_{i=1}^{n} x(i)/[n\sum_{i=1}^{n} x(i)]$$

P 值的大小既反映了曲线的形状特征，也包含了曲线的幅度特征；W 反映了测井层段内曲线形状的相对重心的位置。

3）测井曲线的波动起伏特征。在测井层段内，用曲线的方差分析：

$$D = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}[x(i) - \bar{x}]^2$$

反映曲线的起伏波动特征，表达曲线上峰谷数据大小的变化。用能量函数：

$$E = \frac{r_l \cdot \sum[x(i) - S_m]^2}{\Delta h} = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}[x(i) - S_m]^2$$

作为测井层段内的平均动态能量，E 值大体代表了该测井层段内测井曲线总斜率，反映沉积背景下，测井层段内偏离背景基值的程度。式中用井剖面的曲线均值 S_m 作为总的沉积背景。

4）曲线的顶、底界面接触特征。以层中心为界，用测井层内曲线的二阶微商表示曲线的凹凸性，反映曲线在测井层段顶、底界面附近的接触关系。

测井曲线的二阶微商可以表示为

$$x''(d) = [x'(d_1) - x'(d_2)]/(d_2 - d_1)$$

$x(d)$ 是测井曲线在深度 d 处的响应，$x'(d)$ 是其一阶微商。

把测井曲线作为深度 d 处的响应，可以用多项式来拟合离散的测井响应值，得到 $x'(d)$、$x''(d)$ 的数学表达。

5）曲线的光滑特征。测井曲线的光滑程度是一个相对的概念，可以用变差分析来反映曲线的锯齿化程度。

用 $\Delta x(i) = x(i+1) - x(i)$ 构成一个差分序列，每当 $\Delta x(i)$ 改变一次符号，表示在曲线上有一个齿。以 n_c 来记数，它表示测井层段内曲线上齿的多少，参数：

$$n_c = n_c/(n-2)$$

反映测井层段内曲线的光滑程度，n_c 越小，曲线越光滑。

（2）测井层段岩性及其旋回特征

用前面测井相分析得知的岩性剖面在测井层段的顶、底界面附近一段地层内的岩性作为该测井层段地层的岩性特征。将测井层段内岩性剖面自下而上的粒序变化作为测井层段的旋回特征，分为正旋回、反旋回和复合旋回三种，分别用 1、-1 和 0 代表。

（3）测井层段内倾角测井沉积学特征的描述与提取

地层倾角测井用于沉积学解释，所提供的信息主要包括四条微电阻（导）率曲线、倾角矢量图、方位频率统计图等。在进行测井相分析研究沉积环境时要引用倾角信息，并将上述倾角信息定量化。采用如下参数描述测井层段内倾角测井的沉积学特征。

1）从微电阻（导）率曲线提取反映地层沉积韵律的特征。与常规测井曲线相比，倾角测井的采样密度很大，采样间距仅为 5 mm 左右。因此可以用倾角测井的微电阻（导）率曲线的形状研究测井层段内地层的微细旋回——沉积韵律。

用微电阻（导）率曲线的一阶微商 $x'(d)$ 来划分地层的沉积韵律。

当 $x'(d)>0$ 时，定义为红模式，代表地层沉积颗粒向上变粗的反韵律。

当 $x'(d)<0$ 时，定义为蓝模式，代表地层沉积颗粒向上变细的正韵律。

当 $x'(d)=0$ 时，定义为绿模式，代表地层均匀沉积。

统计测井层段内微电阻（导）率曲线红、蓝、绿模式的个数作为测井层段内沉积韵律特征的一种反映。

2）地层沉积均一性特征的描述与提取。均匀沉积的砂体，一般无明显的沉积层理，而具有细纹层、大型层理的砂体往往是非均匀沉积的。反映在倾角电阻（导）率曲线上，前者的相关性较差，对比线数量少；后者的电阻（导）率曲线相关性较好，对比线数目多。用测井层段内电阻（导）率曲线的方差（var）及对比事件密度（den）来反映地层沉积的均一性。

den 表示由倾角处理程序识别出来的测井层段内电阻（导）率曲线的对比事件的密度。当 var、den 低时，表示地层均匀；var、den 高时，表示地层非均匀。

3）地层沉积的倾角、方位角等特征的描述与提取。倾角测井的倾角矢量图、方位频率统计图可以用于描述、分析沉积物的古水流方向（搬运方向）、沉积体的空间几何形状等沉积特征。

为便于地质应用经常采用数理统计的方法对目的层段内所有对比事件的倾角、倾向作频数统计分析，确定代表目的层段的地层倾角、方位角的“优选倾角”和“优选倾角方位角”。

第四节　测井构造地质学分析

一、测井构造研究的一般方法

利用测井资料研究的地质构造主要是井筒邻近的小型规模的地质构造，主要是断层、褶皱和不整合三类。由于现代地层倾角测井技术和井壁成像测井技术能准确确定地层产状和构造要素，因此，研究构造的主要测井资料也是依靠对地层倾角测井和井壁成像测井资料

的解释。

（一）地层倾角测井构造解释原理

岩层最初形成时，大都是水平的或近于水平的。如果发生构造运动，如褶皱运动、水平成层的岩层形成褶曲形态，各岩层的褶曲是按同一轴面（还有脊面、转折面）套叠的；以后再沉积，新的沉积岩层在新的褶曲运行下又形成了新的褶曲，又按新的轴面套叠。

地层倾角测井每个矢量代表该深度点的地层在井眼面积范围内测到的产状。井内不同深度点的矢量，从套叠关系分析，相当于构造不同部位的矢量。将各部位的矢量通过套叠关系都集中到一个岩层构造面上，就能将该岩层的构造形态恢复出来。

为了能够正确地恢复构造形态，首要的问题是如何利用矢量图来进行构造解释问题。当一口井钻遇一个构造时，随着深度的变化，对于每一个构造来说它在井眼面积范围内地层产状的变化规律是不同的，相应的各种地下构造形态反映在矢量图上的变化规律也是不同的。为了描述各地下构造在矢量图上响应的规律，用“绿”、“红”、“蓝”、“乱”、“断”等基本模式来描述正演模型。在组合矢量模式中，对于每一个矢量模式具有多解性；但是可以结合其他资料进行约束排除那些不确定的解。在井中经常钻遇多个构造，其组合模式是各单个构造组合矢量模式的再组合。

（二）井壁成像测井构造解释原理

井壁成像测井资料主要是井壁的数字成像图，用色彩及辉度来表现构造现象。由于裂缝和层面处岩性突变，造成了岩石的电导性或岩石的密度有突然的变化，在成像测井的图像上就会表现为一条明显的暗色条带。追踪这个条带的变化趋势，可以计算出断层的产状及褶皱要素。

二、褶皱构造倾角解释方法

（一）褶皱要素及形态分类

褶皱是指岩石受力作用后产生的弯曲地质构造。可归纳为两种基本的形态：背斜（向上弯曲）和向斜（向下弯曲）。

对褶曲形态的描述有以下几个要素组成（图7－42）。

1. 褶皱要素

为了更好地用地层倾角测井资料研究褶曲及其特征，首先要弄清楚褶皱的各个组成部分及其相互关系，即要认识褶皱要素。褶皱要素主要如下。

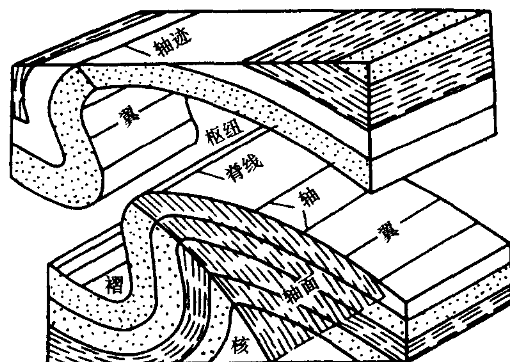


图7－42　褶皱要素示意图

1）核：又称核部，系指褶皱的中心部位的岩层。

2）翼：又称翼部，系指褶皱核部两侧的岩层，在横剖面上，构成两翼的同一褶皱面拐点切线夹角线的夹角称为“翼间角”。

3）转折端：指一翼向另一翼过渡的弯曲部分。

4）褶轴：又称为轴线或轴。是圆柱状褶皱面上一条直线平行其自身移动能描绘出褶

皱面的弯曲形态，这条直线叫褶轴。

5）枢纽：在褶皱的各个横剖面上，同一褶皱面的最大弯曲点的连线叫做枢纽。枢纽可以是直线，也可以是弯曲线或者折线；可以是水平线，也可以是倾斜线。

6）轴面：是指由相邻褶皱面上的枢纽连成的面，也可称为枢纽面。如果褶皱各层的厚度在两翼基本不变时，可以把轴面看成翼间角的平分面，或者大致平分褶皱两翼的对称面。轴面可以是平面，也可以是曲面。轴面产状和任何构造面产状一样，是用其走向、倾向和倾角来确定的。

7）轴迹：轴面与地面或任一平面的交线。

8）脊 、脊线：背斜和背斜的同一褶皱各横剖面上的最高点为“脊”，它们的连线称为脊线。

2. 褶皱分类

背斜和向斜按轴面产状和两翼地层倾斜情况可分如下情况。

1）对称褶曲：轴面近于铅直，两翼倾角相等，倾向相反。

2）不对称褶曲：轴面倾斜，两翼倾角不等，倾向相反。

3）倒转褶曲：轴面倾斜很大，使一翼倒转过来，两翼都向同一方向倾斜。

4）平卧褶曲：轴面水平，一翼地层正常，新地层覆盖在老地层上；一翼倒转，老地层覆盖在新地层上面，两翼向不同方向倾斜。

（二）地层倾角测井的褶皱解释方法

1. 对称背斜

见第四章第三节。

2. 不对称背斜

见第四章第三节。

3. 倒转背斜

见第四章第三节。

三、断裂构造倾角测井解释方法

（一）断层要素及形态分类

当作用在地层上的应力达到地层的强度极限时，沿破裂面两侧地层发生显著位移，这种构造现象称为断层。断层的基本组成部分包括断层面、断层线、断盘和断距。

1. 断层要素

1）断层面：断层面是将岩块或岩层断开成两部分，被断开的岩块或岩层顺着它的破裂面滑动。断层面的空间位置由其走向、倾向和倾角确定。

2）断层线：断层线是断层面与地面的交线。

3）断盘：断盘是断层面两侧沿断层面发生位移的岩块。如果断层面是倾斜的，位于断层面上侧的一盘为上盘，位于断层面下侧的一盘为下盘。如果断层面直立，则按断盘相对于断层的方位描述，如东盘、西盘或南盘、北盘。根据两盘的相对滑动，相对上升的一盘叫上升盘，相对下降的一盘叫下降盘。

4）断距：断距是指被错断岩层在两盘上的对应层之间的相对距离。在不同方位的剖面上，断距值是不同的。

2. 断层分类

根据断层两盘的相对运动可将断层分为以下几类（图 7－43）。

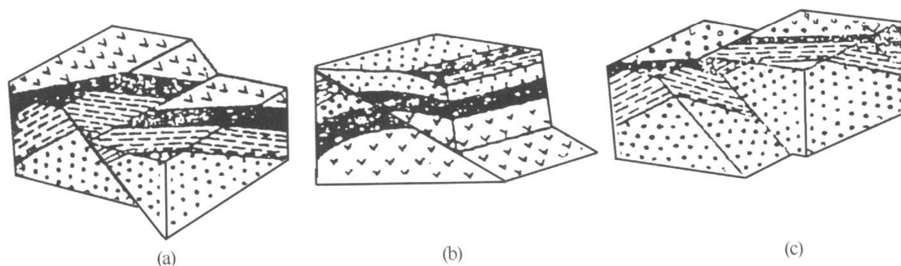


图 7－43 断层形态分类立体图

（a）正断层；（b）逆断层；（c）平移断层

1） 正断层：正断层是断层上盘相对下盘向下滑动的断层。井下的标志为地层缺失。

2） 逆断层：逆断层是断层上盘相对于下盘向上滑动的断层，井下标志为地层重复。习惯上将断层面倾角小于45°左右的逆断层称为逆掩断层，大于45°的逆断层称为冲断层。

3） 平移断层：断层两盘沿断层面的走向相对移动的断层。

此外还有一些过渡类型。

断裂组合有三种类型：地堑型、地垒型和阶梯型。

（二） 地层倾角测井的断层解释方法

1. 断层面没有变形的断层

见第四章第三节。

2. 有破碎带的断层

见第四章第三节。

3. 有拖曳现象的断层

见第四章第三节。

四、不整合面地层倾角测井解释

（一） 不整合面分类

根据不整合面上、下地层产状和所反映的构造运动特征，不整合面分为两种主要类型，即平行不整合和角度不整合。

平行不整合表现为上、下两套地层的产状彼此平行，但在两套地层之间缺失了一些时代的地层。

角度不整合主要表现为不整合面上、下两套地层之间既缺失部分地层，产状也不相同（图 7－44）。

（二） 地层倾角测井的不整合解释方法

1. 平行不整合（假整合）

见第四章第三节。

2. 角度不整合

见第四章第三节。

3. 解释实例

见第四章第三节。

塔中10井3724 m处发育石炭系东河砂岩与下伏志留系之间的角度不整合面，如图7－45。不整合面上覆地层的倾角为4°，倾向南西；而不整合面下伏地层的倾角为24°，倾向南西，为明显的角度不整合。该不整合面有岩心资料证实，不整合面上有10 cm厚的风化壳。石炭系东河砂岩下为该区最显著的不整合面。

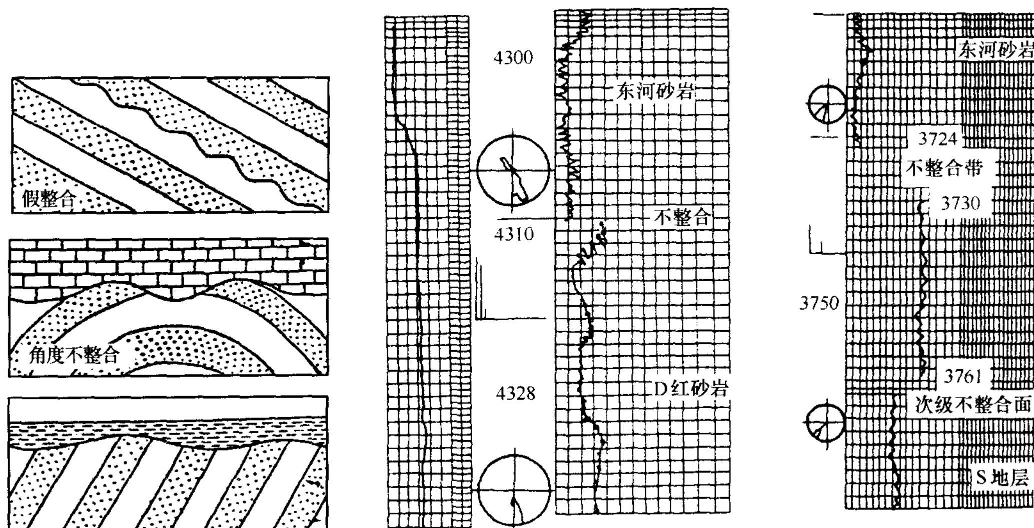


图7－44　不整合类型　　　　图7－45　塔中10井角度不整合解释成果

五、利用井壁成像测井研究地质构造

现代井壁成像测井技术有三个显著特点：其一是高纵向和横向分辨率，以FMI为例，纵向分辨率达2.5mm；其二是可视化程度高，井壁成像测井能够提供高分辨率的井壁图像，清晰反映井壁面上的地质事件；其三是人工交互功能强，充分利用了人脑的灵活性和电脑的快速性，及时以定量方式或者以图形方式呈现各种地层面和结构构造面要素。显然，井壁成像测井不仅可以用于地质构造分析，而且是沉积、储层研究的极有意义的手段，甚至可以取代岩心的作用。

在对成像测井信息地质构造分析时，首先利用其成像功能，直接“看到”各种地质现象的存在，人机交互处理即时得到各种构造要素。成像测井也能提供像地层倾角测井技术那样的倾角矢量图，可以通过倾角矢量模式组合分析确定地质构造（同地层倾角测井）。利用成像测井解释褶皱时，应根据地层面产状纵向变化规律确定褶皱构造类型，并以人机交互方式确定褶皱要素。在利用成像测井信息分析断层时，首先在图像上确定断层面的存在，然后以人机交互方式确定断面产状，如图7－46中5053m处发育一断面，断面之上被石膏充填；该断面倾向北西，倾角60°。大型断层常表现为宽的断裂带，在图像中找出主断面，并以人机交互方式确定其平均产状。同样在成像测井图上可以“看到”不整合面，并确定其性质。图7－47为塔中4井奥陶系碳酸盐岩内部角度不整合。

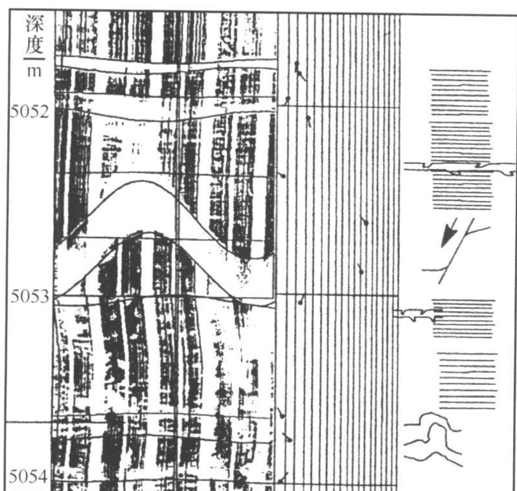


图7-46　台2井成像测井指示小断层

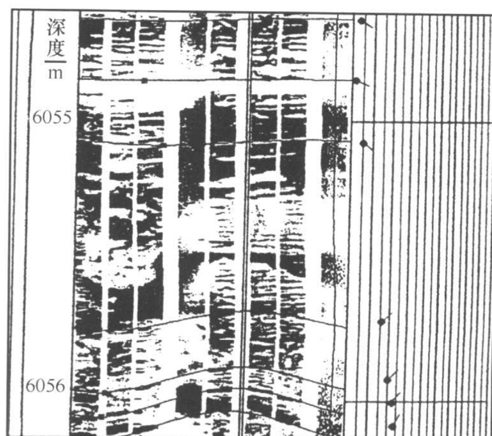


图7-47　塔中4井成像测井指示奥陶系内部不整合面

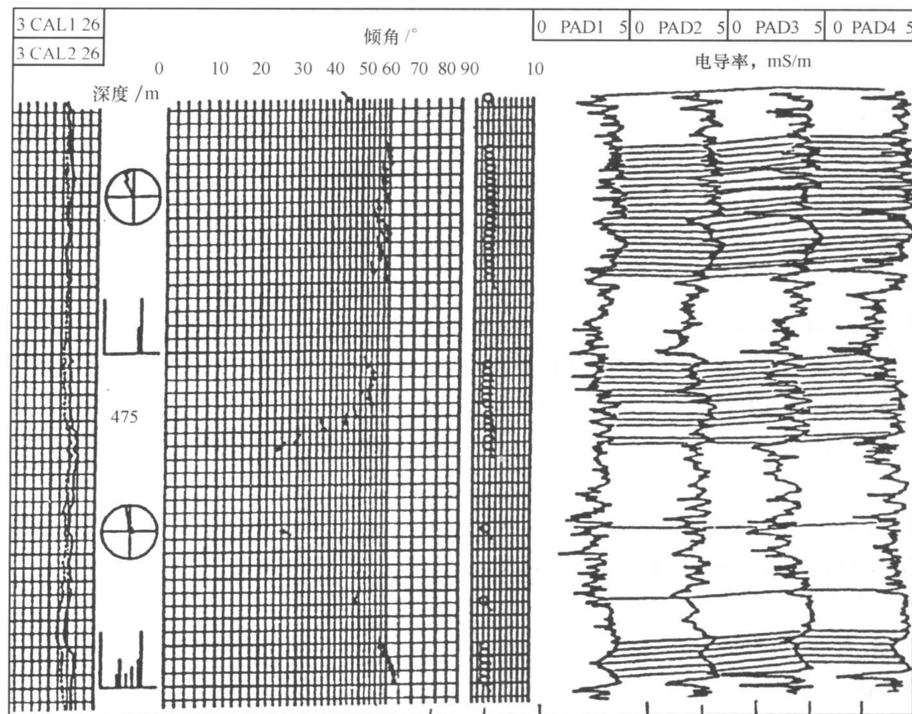


图7-48　DQ5井复杂逆冲带高陡构造解释

六、逆冲带和水下沙坝地层倾角测井解释

（一）复杂逆冲带高陡构造解释

山前逆冲构造带变形复杂，倾角纵向变化大，有的构造层倾角达70°~80°，有些构造层地层倾角只有10°~30°。仅根据地震解释这类构造困难很大。采用人机交互处理和

解释，能够提供单井的构造面貌。首先将地层倾角测井资料按所需的比例尺（一般为1:20）显示在计算机屏幕上，再对构造层的微电导率曲线进行人工对比。然后计算机在此基础上进行精细对比，并求出各构造层产状（图7-48），最后人机交互解释地质构造。

DQ5井处于逆冲带，最大倾角达70°，电导率曲线高程差达100~200 cm。采用人机联作方式进行处理和解释，能准确确定地层产状和构造要素，再与地震、地质信息结合确定构造平面展布。采用同样的办法对塔里木复杂断块型的桑塔木油田进行了综合分析，绘制了精细的剖面图与平面图，获得了令人满意的效果。

（二）水下砂坝分析

水下砂坝上覆泥岩段由于差异压实作用，在地层倾角测井长相关处理成果图上呈大红模式。沿矢量方向指示砂体加厚方向，砂坝顶部水动力强，底部较弱（可用倾角微细处理成果研究）。

第五节　测井烃源岩研究

一、烃源岩的测井分析与评价

（一）烃源岩地质特征与测井响应

1. 地质特征

在进行烃源岩研究时，所涉及的对象既有成熟的烃源岩，也有未成熟的烃源岩。将未成熟的烃源岩定义为“潜在烃源岩”；将成熟并产生排烃的烃源岩定义为“有效烃源岩”。

石油伴生气的生气岩，也可理解为包括在烃源岩之内的一种情况。它们之间有着内在的成因联系。至于“煤型气”的源岩，则是煤系地层的特征。

2. 测井响应

（1）自然伽马测井

因富含有机质的生烃岩常伴随有高放射性元素，生烃岩常有较高的自然伽马测井值，通常用异常高的自然伽马测井值来确定生油岩。近年来，自然伽马能谱测井的应用显著增加。由于铀和有机质之间有很好的关系，可用自然伽马能谱测井来有效地确定有机质丰度。

（2）脉冲中子能谱测井

连续C/O能谱测井在评价煤和生油岩中总有机碳（TOC）含量时有局限性。优点是对低含量有机碳反应灵敏。

（3）密度测井

因为固体有机质的密度比周围的岩石骨架低，可用密度测井来估算有机质含量。

（4）电阻率测井

在成熟生油岩中电阻率急剧增加，与不导电的烃类存在有关。

（二）烃源岩的测井解释方法

在评价烃源岩时，电阻率曲线的用途从简单的页岩电阻率比值参数的确定扩大到了电阻率与孔隙度和自然伽马测井之间复杂关系的确定。

1. 电阻率-孔隙度测井组合

Flower在1983年阐述了用快速识别法来评价可能的生油岩段。把感应电阻率曲线重

叠在全波声波（或密度测井）曲线上。通过移动电阻率曲线，使之与横波的首波一致，不一致层段解释为可能的生油岩段。

Meyer 和 Nederlof 在 1984 年提出了电阻率、密度和声波测井组合解释烃源岩的方法。该方法利用密度-电阻率交会图，或传播时间-电阻率交会图。电阻率相对较高和传播时间相对高或体积密度相对低的数据代表生油岩。反之，可能缺乏有机质。该方法只判别生油岩、非生油岩，没有定量确定有机质的丰度。

2. 声波-电阻率测井组合

Passey 等在 1989 年报道了一项可以用于碳酸盐岩和碎屑岩生油岩的技术，能够预测不同成熟度条件下的总有机质含量（TOC）。这一方法便是声波和电阻率测井重叠法。在应用时，对传播时间曲线和电阻率曲线刻度使对数电阻率为 1Ω · m 的刻度对应的声波时差为 328μs/m（100μs/ft）。把非生油岩的曲线叠加在一起作为基线，当两条曲线在一定深度范围内“一致”或完全重叠时为基线。确定基线之后，用两条曲线间的间距来识别富含有机质的层段。两条曲线间的距离为 $\Delta \lg R$，每一个深度增量测一次（图 7-49）。图中，声波和电阻率曲线的相对刻度是 $164\mu s \cdot m^{-1}$ 对应一个电阻率十进制单位。两条重叠中部的数据为 R 基线和 Δt 基线值（对这个例子来说，$R_{基线}=1\Omega \cdot m$，$\Delta t_{基线}=328\mu s \cdot m^{-1}$）。这一段的 $L_{OM}=6 \sim 7$，为Ⅱ型干酪根（L_{OM} 为有机质成熟度）。

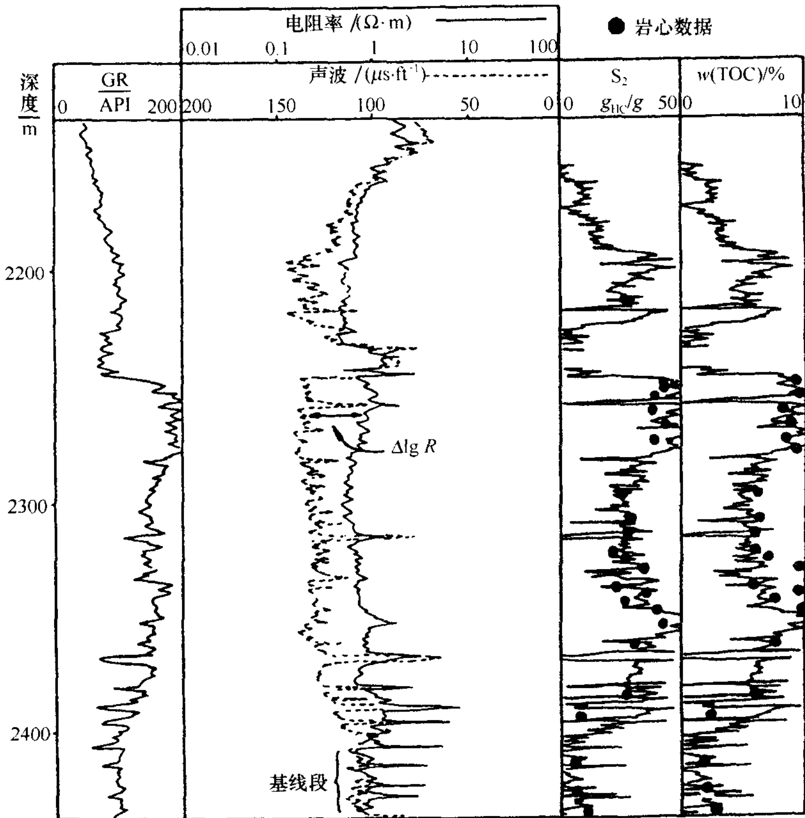


图 7-49 富含有机质段（烃源岩）声波与电阻率测井曲线叠合确定 $\Delta \lg R$

1ft = 0.3048m

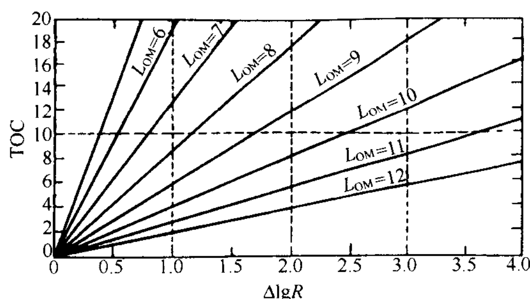


图 7-50　ΔlgR 与 TOC 关系图

ΔlgR 与 TOC 线性相关，并且是成熟度的函数。如果可以确定成熟度，那么利用 ΔlgR 与 TOC 关系图可以把 ΔlgR 直接换算成 TOC（图 7-50）。

成熟度 L_{OM} 可以从大量样品的分析得到（如 RO，热变指数），或从埋藏史的评价中得到。如果成熟度 L_{OM} 估算不准确，TOC 绝对值将有误差。但是，仍能正确反映 TOC 的垂向变化。

根据声波-电阻率测井曲线叠加计算 ΔlgR 的代数方程为

$$\Delta \lg R = \lg 10(R/R_{基线}) + 0.02(\Delta t - \Delta t_{基线}) \qquad (7-1)$$

式中：lg*R* 为实测曲线间距在对数电阻率坐标上的读数；*R* 为测井仪实测的电阻率，单位是 Ω · m；Δ*t* 为实测的传播时间，单位是 μs/ft；$R_{基线}$ 为非生油的粘土岩中基线对应于 $\Delta t_{基线}$ 值的电阻率；0.02 为依赖与上面提到的每一个电阻率刻度的 -50μs/ft 比值。

通常，$\Delta t_{基线}$ 值在整个井都一样。仅 $R_{基线}$ 值在变化来使曲线叠合。对图 7-49 所示的井段，用 $\Delta t_{基线} = 328\mu s \cdot m^{-1}$ 和相应的 $R_{基线} = 1.0\Omega \cdot m$ 来画图。从 ΔlgR 计算 TOC 的经验方程是

$$总有机碳含量(TOC) = \Delta \lg R \cdot 10^{(2.297-0.1688L_{OM})} \qquad (7-2)$$

式中：TOC 为计算的总有机碳含量，%；L_{OM} 为成熟度。

$L_{OM}=7$ 对应于生油干酪根成熟作用的开始，$L_{OM}=12$ 对应于生油干酪根过成熟作用的开始（图 7-50）。

实际上，所有泥岩都含有一定数量的有机碳。世界上泥岩平均 TOC 是 0.2% ~ 1.65%；TOC 一般超过 0.8%。正是因为这一 TOC 背景值，不管 ΔlgR 间距有多大，对所有 ΔlgR 大于零的层段，用式（7-2）计算 TOC 还得加上 0.8%。

生油岩和含油层段中都存在 ΔlgR。在计算 TOC 剖面时，用自然伽马或自然电位就可以排除非储层段。

以上方法的优点是，声波和电阻率测井曲线对孔隙度的变化都很灵敏。一旦确定了给定岩性的基线，那么孔隙度变化影响两条曲线的响应，一条曲线的移动对应另一条曲线的移动，移动幅度可对比。

3. *LOGES 系统的烃源岩测井解释*

LOGES 油气评价系统（李国平，1996）对烃源岩的测井解释方法进行了较系统的总结。

（1）烃源岩的概念模型

通常，生油气岩是含有大量有机质的泥岩和石灰岩。非生烃岩也含有有机质，数量一般不大。假设富含有机质的岩石由三部分组成：岩石骨架、固体有机质和充填空隙的流体。非生烃岩仅由两部分组成：岩石骨架和充填孔隙的流体（图 7-51（a））。在未成熟的生烃岩中，固体部分包括固体有机质和岩石骨架，地层水充填孔隙空间 $\varphi_t = \varphi_w$（图 7-51（b））。当生烃岩成熟时，一部分固体有机质转换为液态（或气态）烃，并运移到孔隙

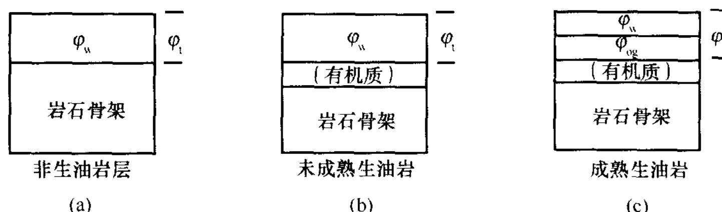


图 7－51　烃源岩概念模型

中（φ_{og}），替代地层水。此时，总孔隙度 $\varphi_t = \varphi_w + \varphi_{og}$（图 7－51（c））。

上述烃源岩概念模型与其他测井解释模型的不同之处是，在烃源岩概念模型中，增加了固体有机质（干酪根）部分，并把其作为岩石骨架的一部分设置。固体有机质具有低速度、低体积密度和高烃含量的物理化学特征。因此，固体有机质具有高声波时差、低体积密度和高中子孔隙度的测井响应，这是用烃源岩概念模型研究生烃岩有机质丰度、成熟度、产烃率的理论基础。

（2）烃源岩含油气饱和度

烃源岩中的含油气饱和度不但随埋深增加而增大，而且与有机质的丰度成正比，并与有机质的类型和成熟度有直接关系。因此，烃源岩的含油气饱和度，直接反映了烃源岩的生油潜力，它是测井评价烃源岩的重要参数。关于含油气饱和度的计算，可以采用阿尔奇公式求解：

$$S_{wt} = \sqrt[n]{abR_{wc}/\varphi_t^m R_t} \tag{7-3}$$

式中：S_{wt}为烃源岩含水饱和度；R_{wc}为烃源岩中水的电阻率；φ_t 为烃源岩总孔隙度；R_t 为烃源岩电阻率。

系数 a、b，指数 m、n 可通过岩电实验取得。对新区来说，可采用经验值 $a=0.62$，$b=1$，$n=2$，$m=2.15$。

当取得烃源岩含水饱和度后，可采用下式计算烃源岩含油气饱和度：

$$S_{og} = 1 - S_{wt} \tag{7-4}$$

（3）烃源岩总孔隙度和有效孔隙度

烃源岩的总孔隙度大小反映了生烃岩的压实排烃状况。它是研究生油气岩必不可少的参数。高孔隙度生烃岩标志生烃岩压实程度低，排烃不充分；生成的油气残存于源岩中，对油气聚集贡献小。但是，随着埋深的增加，油气尚可源源不断地从源岩中排出。因此，高总孔隙度生烃岩为潜力生烃岩或称活源岩。低总孔隙度生烃岩，标志源岩生成的油气已随埋深压实产生了油气初次运移，它已对油气的运移、聚集产生了贡献。因此，具有较低孔隙度的生烃岩称之为有效生烃岩。

生烃岩的有效孔隙度，反映生烃岩次生孔隙和次生裂缝的发育状况。生烃岩的次生裂缝，是油气向外运移的通道。因此，有效孔隙度反映生烃岩自身排烃的物理条件，对研究油气初次运移具有参考价值。

关于总孔隙度 φ_t 和有效孔隙度 φ_e 的求取，可通过中子–密度交会技术来计算。

二、烃源岩的测井评价参数

（一）泾源岩剩余烃含量（VHC）

生烃岩中的剩余烃含量（VHC）是指残留于烃源岩孔隙中的油气含量。VHC 的大小，与生烃岩有机质的类型、丰度、成熟度和产烃率有关。VHC 是反映生烃岩是否已经生成油气和生烃量大小的一个参数，是区分有效生烃岩、无效生烃岩及非生烃岩的标志。

在计算孔隙度和含油气饱和度的基础上进行 VHC 的计算，公式为

$$剩余烃含量(VHC) = \varphi_t \cdot S_{og} \tag{7-5}$$

因为 φ_t 是单位岩石体积中孔隙体积的百分数，VHC 的单位也是单位生烃岩体积的百分数。因此，当已知某个层位的烃源岩厚度和 VHC 后，便可估算这个层位单位面积的生油气量。由此可见，VHC 参数不仅是评价生烃岩有机质丰度、成熟度的参数，同时还是计算生烃量、评价一个地区含油气前景的重要参数。

（二）生烃岩成熟门限

当生烃岩未成熟时，VHC 的大小只是由有机质对孔隙度测井的响应引起的，与电阻率关系不大，这时 VHC 随着有机质丰度的变化仅有较小的变化。当生烃岩成熟后，VHC 的大小是由孔隙中的油气和有机质对孔隙度测井和对电阻率测井的响应共同引起的，这时 VHC 值将有明显的数值变化。成熟度越高，VHC 的变化幅度将越大。因此，当处理的暗色泥岩剖面中出现较明显 VHC 值变化深度，便是生烃岩成熟的门限深度。

（三）生烃岩产烃率（HCI）

生烃岩剩余烃含量 VHC 是单位生烃岩体积的百分数。因此，生烃岩产烃率可用下式进行进算，有

$$HCI = VHC \cdot DHYC/DMT \tag{7-6}$$

生烃岩生烃量(HCI,g/g) = 剩余烃含量(VHC) · 干酪根及油气混合密度(DHYC,g · cm^{-3})/生烃岩密度(g · cm^{-3})

（四）生烃岩的成熟度（MATU）

因地壳中的油气绝大部分是干酪根在地下经热解作用演化而成，只有很小一部分是其他因素产生的。碳是干酪根的主要成分，通过对地下干酪根所含碳元素变迁过程的研究，可以获得干酪根向石油烃演化程度的信息。

剩碳率 α 值是一个衡量干酪根向石油烃转化程度的参数。它是指尚未转移到油气和氯仿沥青中的干酪根对全部有潜力碳的比例。

关于剩碳率 α 值，可根据时间、温度关系由阿伦尼乌斯公式进行计算：

$$\alpha = \exp\left[-\frac{6.42 \cdot 10^7 t}{T_z - T_0} \cdot \left(\frac{T_z^2}{15950 + 3.07T_z}e^{-8029/T_z} - \frac{T_0^2}{1595 + 3.07T_0}e^{-8029/T_0}\right)\right] \tag{7-7}$$

式中：T_z 为随深度变化的古地温，K；T_0 为古地表年平均温度（可用现今地表年平均温度代替），K；t 为有机质埋藏时间（以地质层位距现今年代（Ma）代替之）。

当取得剩碳率值后，便可根据下式计算其成熟度，得：

$$成熟度(MATU) = 1 - \alpha \tag{7-8}$$

（五）生烃岩总有机碳（TOC）

产烃率（HCI）是每克生烃岩中总有机碳（TOC）转化 MATU 后产生的烃。因此，总

有机碳含量（TOC）便可由下式计算：

$$总有机碳含量（TOC）=产烃率（HCI）/成熟度（MATU） \qquad (7-9)$$

TOC 单位为每克生油岩中总有机碳重量。

根据有机碳含量可进一步计算每吨岩石中有机质的重量，用于评价生烃岩有机质丰度。

三、应用实例

表 7-3 是烃源岩有机地球化学数据与剩余烃含量对比表。图 7-52 是根据表 7-3 数据做的对比图。从图中看出，用测井分析方法计算的剩余烃含量，同地化分析指标一致性很好，可用于烃源岩丰度评价。

从图7-52中还可看出另外一个现象，GS9井有些点的有机碳含量还不如G21井高，

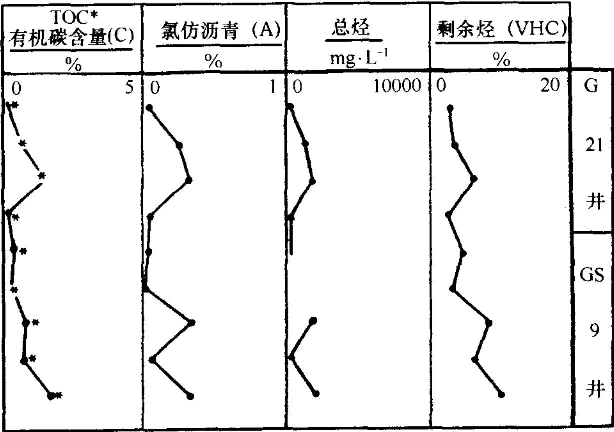


图 7-52 烃源岩有机地球化学数据与剩余烃含量、总有机碳含量（TOC）对比图

表 7-3 烃源岩有机地球化学数据与剩余烃含量对比表

井号	井深 m	层位	有机碳（C） %	氯仿沥青（A） %	总烃 mg·L⁻¹	剩余烃（VHC） %	TOC %
G 21 井	3195.37	Es_1	0.32	0.0452	240.9	2.7	0.54
	3705.64	Es_1	0.79	0.2472	1356	3.5	0.7
	4108.30	Es_1	1.72	0.311	1802	6.0	1.2
	4298.01	Es_1	0.38	0.0412	292.2	2.5	0.5
GS 9 井	3067.00～3069.00	Es_1	0.71	0.0383	194	4.5	0.9
	3071.48～3073.70	Es_1	0.52	0.0217	—	3.0	0.6
	3144.77～3144.98	Es_1	1.04	0.3241	1713	8.0	1.6
	3148.70～3150.99	Es_1	0.91	0.0629	304	6.0	1.2
	3155.29～3156.80	Es_1	1.96	0.3128	2008	9.5	1.9

对应的剩余烃含量却比 G21 井高。形似矛盾，实不矛盾。因为计算的剩余烃含量是有机质丰度、类型和成熟度的函数，当有机质丰度和类型相当而剩余烃含量不等时，说明两口井所在地区有机质成熟度不同，剩余烃含量高者成熟度高，剩余烃含量低者成熟度低。GS9 井烃碳比值平均为 6.24，G21 井烃碳比值平均为 5.7，说明 GS9 井所在地区的成熟度高，这一结论同有机地球化学对这一地区成熟度的研究相符。有机地球化学研究认为 GS9 井所在的歧口凹陷为过成熟区，G21 井所在的高尚堡地区为成熟区。

图 7－53 是鄂尔多斯盆地 SCI 井烃源岩测井解释实例。图中上段（3110～3150 m）为二叠系石河子组非烃源岩层段，岩性为杂色泥岩；下段（3290～3330 m）为石炭系山西组生烃源岩，岩性为深灰色泥岩。上、下两段地层孔隙度大小相近，水系相同。但是，电

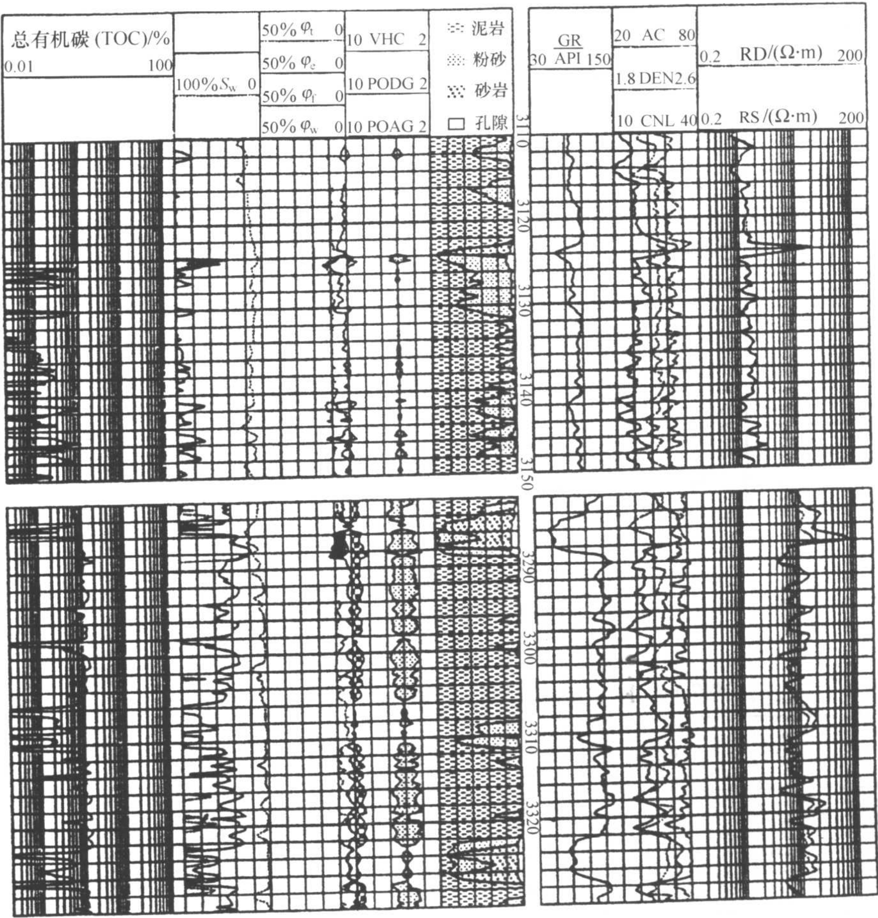


图 7－53　烃源岩测井解释实例

阻率却差别很大。上段 $\varphi_t=9\%$，$R_t=15\Omega\cdot m$；下段 $\varphi_t=8.5\%$，$R_t=75\Omega\cdot m$。这说明石炭系山西组为已经成熟的生烃岩。测井计算的含油气饱和度 20%～60%，平均为 50%；剩余含量 2%～8%，平均 5%；总有机碳 TOC 为 0.2%～1.4%，平均 1%。显然，有机质含量并不太高。含气指示 φ_g 约 16%，判别本层段为气源岩。

图中的 PODG 和 POAG 曲线分别表示中子、密度孔隙度差值和中子、声波孔隙度差

值。

图 7－54 是根据 LOGES 测井油气评价系统处理成果图绘制的鄂尔多斯盆地生油岩对比图。图中横坐标是剩余烃含量（VHC），线长短代表 VHC 值的高低。VHC 值大小指示烃源岩生烃的能力，表示烃源岩的优劣。可根据 VHC 值大小，划分生烃岩的类别。一类生油岩，VHC≥9%；二类生油岩，6%≤VHC＜9%；三类生油岩，3%≤VHC＜6%。当 VHC＜3% 时为非烃源岩，所含烃类为扩散吸附烃类。

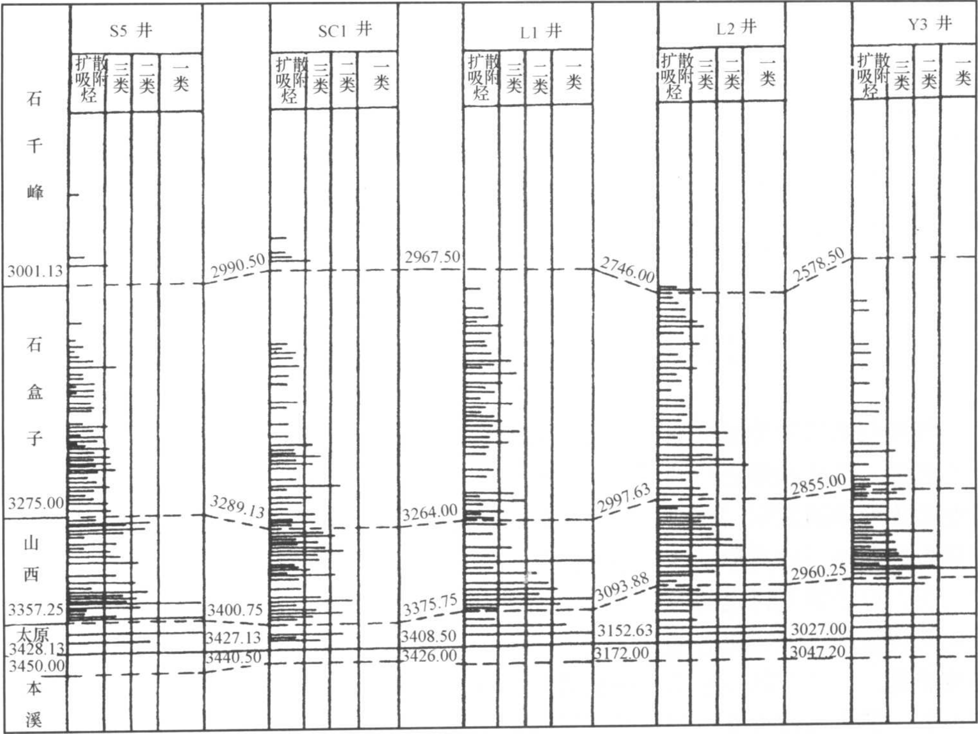


图 7－54　鄂尔多斯盆地石炭—二叠系烃源岩对比图

根据上述分类标准，从图中可以看出，鄂尔多斯盆地靖边横山地区的石炭—二叠系生烃岩主要分布在山西组和太原组，其中山西组中下部和太原组烃源岩优于山西组上部的烃源岩，石盒子组烃源岩剩余烃含量多为扩散吸附烃范围，基本属于非烃源岩之列。这些结果同有机地球化学分析结果相吻合，符合地区情况。

表 7－4 是根据测井油气评价系统处理成果统计的烃源岩数据表。从表中数据可知，塔里木盆地轮南地区烃源岩集中于侏罗系和二叠系，生烃岩 160 层，总厚 423.39 m，层平均剩余烃含量 VHC 为 7.89%～8.89%。主力生油层剩余烃含量（VHC）＞10%，含气指示 φ_g＝8%～10%，多为一类烃源岩。

烃源岩孔隙度 φ_t＝24%～25%，刚进入压实排烃高峰期。这类源岩随着时间的推移和生油层压力势差的变化，能源源不断地排烃。因此，这类源岩属活源岩之列。

塔里木盆地塔北隆起带侏罗系、三叠系烃源岩均属比较优质的生烃岩。但是，生油岩

表7-4 轮南2井油气源岩统计表

地质时代	深度 m	层位	总厚度 m	单层平均厚度 m	单层最大厚度 m	VHC层平均值 %	含气指示 φ_g %	总孔隙度 φ_t %	源岩性质
K	4000.0~4242.5	4	5.13	1.28	2.13	6.11	7.35	27.9	油气源岩
J	4242.5~4740.75	118	311	3.0	26.13	7.89	8.35	25.0	油气源岩
T	4740.75~4942.0	42	112.26	3.1	18.25	8.89	10.1	24.1	油气源岩
合计		164	428.39	—	—	—	—	—	—

成熟度较低（R_o=0.5），压实程度低；源岩处于早期排烃阶段，排烃量少，不足以形成目前像轮南地区的油气藏。所以，推断奥陶系烃源岩对本区的油气富集可能有重要作用。根据孔隙度 φ_t=11.89%，排烃充分，具备深层油源条件。从油气运移聚集的角度分析，沿大断裂分布的构造圈闭，是寻找高产的有利地区。目前轮南断垒带油气田的分布格局及油源对比，证明了这一分析的正确性。

第六节 裂缝储层定量分析与预测

本节涉及的裂缝是限定在油气储层内的裂缝，且仅专注于与油气储存、运移和聚集有关系的裂缝。裂缝的形成与储层岩石强度、储层经历的构造运动、储层沉积环境及储层的构造变形等地质因素密切相关。对脆性储层，如碳酸盐岩或石英砂岩，其储层裂缝主要受构造应力场和储层构造形状匹配情况控制，这种裂缝称为构造裂缝，是油气运移和聚集的主要场所，也是重点讨论的裂缝类型。通过对轮南地区奥陶系碳酸盐岩储层岩心裂缝的观察，根据裂缝的成因，将裂缝分为两大类八小类（何远碧，1990）。两大类即非构造裂缝和构造裂缝。前者包括三小类，即成岩收缩网状微裂缝、成岩缝合线及风化裂缝；后者包括五小类，即方解石全充填张性缝、方解石半充填张开缝、泥质充填的压扭性缝、半充填的微细裂缝及构造缝合线。上述对轮南地区奥陶系碳酸盐岩储层的裂缝分类比较客观和详实，对脆性岩裂缝储层具有一定的代表性。

构造缝合线和构造裂缝是同一事物的两个方面，尽管变形速率可能不同，它们能够在变形过程中遵循相同的应变模式。纳尔逊多次在世界各地的缝合线带中观察，认为任何伴生有构造缝合线的裂缝都是扩张裂缝而不是剪切裂缝。也就是说，在平行最大主压应力方向，裂缝没有缩短；在平行最小主压应力方向或最大主张应力方向，存在裂缝的最大扩张。与缝合线伴生的第二种裂缝组系为卸载裂缝。卸载裂缝是由于在平行于最大主压应力方向卸载或张弛形成的扩张裂缝或真正的拉张裂缝。如在西怀俄明冲断带石灰岩中的垂向构造缝合线是在逆冲过程中形成的。当逆冲作用停止时，平行于逆冲运动方向的张弛作用形成了与缝合线伴生的卸载裂缝。一般地说，任何涉及可压溶岩石的慢速构造作用都应使缝合线与拉张裂缝伴生。它在某一方向遭受压实，在与其垂直方向遭受扩张。若构造作用仅是单向压实作用，则缝合线不应伴生有张裂缝。快速的构造作用有利于构造裂缝组系的形成而不利于缝合作用。

拉张裂缝是由沿着缝隙并与缝合线在末端扩展有关的剪切应力形成的。这个模式把缝

合作用想像成一个开启的稳定裂缝的尖端扩展。这更符合岩石断裂力学的理论。但是，它不能解释在有些缝合线中并没有张裂缝发育的事实。

裂缝成因与褶皱和区域构造有关。裂缝产生的原因是由于降低了岩石的结合力而导致应力减小。它归因于各种地质因素：①形成褶皱和断层时的地壳变动；②通过岩层薄弱面形成的差应力；③页岩和泥质砂岩由于失水引起的岩石体积收缩；④火成岩在温度变化时体积的收缩。

综上所述，裂缝的形成是岩石失去结合力的过程，裂缝的类型决定于破裂过程地质环境的作用，包括构造应力场分布、岩石类型（脆性或韧性）、结构几何形态、覆盖压力、岩石物理性质等因素。

一、岩心裂缝观测与破裂实验分析

（一）岩心裂缝观测

储层的定量分析与预测，立足于裂缝观察与测量资料的基础上。通过岩心观察描述，可以大体了解储层裂缝的性质与特征、裂缝的产状与填充情况，定性确定裂缝形成的机制和成因，为建立三维地质模型和数值模型打下基础。

岩心裂缝观测方法包括全岩心裂缝观测和切片岩心裂缝观测。不同的观测方法，描述内容有所不同。全岩心裂缝观测与统计内容如下。

1. 岩心裂缝几何参数

1）裂缝类型，包括张裂缝、张剪缝、剪切缝、缝合线、溶蚀缝、风化缝等。

2）裂缝的几何参数，包括裂缝的长度与宽度。

3）裂缝产状，包括倾角与方位。

4）裂缝形状，即裂缝的规则程度。

5）裂缝充填情况，包括充填物及充填程度。

6）裂缝面特征，包括镜面、擦痕、锯齿等。

7）裂缝间的交切关系及连通性。

切片岩心裂缝观测，着重描述裂缝宽度、裂缝充填物、裂缝间距、裂缝交切关系、裂缝充填程度等。

2. 岩心裂缝密度的统计与分析

裂缝密度表示岩石破裂的程度。体积裂缝密度指裂缝总表面积与基质总体积的比值，计算公式如下：

$$D_{vf} \approx \sum_{i=1}^{N} S_i/V_t \tag{7-10}$$

式中：V_t 为统一尺度的岩心柱体积；≈表示用岩心柱总体积代替基质总体积，在基质孔隙度比较低的情况下，可以近似代替；S_i 为第 i 条裂缝表面积；N 为岩心柱体积内观测到的裂缝总条数。

研究岩心裂缝体密度有两个重要意义：一是用于计算裂缝孔隙度；二是用于建立储层裂缝预测模型和检验裂缝预测的可靠性。关于裂缝体密度观测统计公式如下：

$$D_{lf} = N/H \tag{7-11}$$

式中：H 为岩心柱高；N 为岩心柱内观测的总裂缝条数。

（二）破裂实验

岩心裂缝观测是指地质时期的构造运动遗留下来的破裂痕迹，试件裂缝是指室内岩石力学实验后在试件上形成和保留的裂缝轨迹。试件是指从钻井岩心上选取的岩石样品，在不同的温度压力条件下（模拟地壳深度环境条件）进行岩石力学实验，保留试件在实验过程中的破裂痕迹，观测裂缝特征。根据裂缝的力学成因，通过试件裂缝分析，掌握天然裂缝的形成机制，为建立裂缝预测模型打下基础。实验内容如下：

1）裂缝性质随围压增加，裂缝由张裂缝向剪切缝过渡。

2）裂缝张开度、裂缝长度及裂缝倾角。

3）裂缝面粗糙、光滑、凹凸不平等裂缝面特征。

4）试件裂缝体密度与应变能密度的关系。统计分析试件裂缝体密度与应变能密度之间的关系发现，裂缝体密度与围压、岩性及结构有关。不同试件之间的对应关系不同。

（三）裂缝统计与分析

岩心裂缝统计与分析结果具有两种意义。一是了解储层裂缝的大致情况；二是为数值模拟提供基本数据及验证资料。统计与分析内容主要包括如下内容。

1）裂缝几何参数之间的相互关系。

2）裂缝发育程度与深度的关系。

3）裂缝密度与裂缝孔隙度的关系。

4）裂缝与构造的关系。

5）裂缝与岩性的关系。

二、井壁成像测井解释裂缝

成像测井以其直观、清晰的特点展示出井壁二维空间的地质特征，给测井解释裂缝带来了极大的方便。但是，这并不意味着解释人员可以不经过任何分析、研究就可凭借成像测井图作出正确的解释。事实上，成像测井图仍然是一种间接的物理信息，与其他测井方法一样，也有诸多因素影响着对地层定性和定量的解释结果。因此，在逐步推行成像测井技术的同时，必须发展成像测井信息的应用技术。

（一）裂缝形态的直观解释技术

1. 真、假裂缝的鉴别

在 FMI 成像测井图上，与裂缝相似的地质事件有层界面、缝合线、断层面、泥质条带、黄铁矿条带等，它们与裂缝有以下的区别：

1）除断层面外，它们基本平行于层理面，而裂缝有各种不同的产状；

2）它们无论怎样弯曲、变形，其导电截面积的宽度却相对稳定，而裂缝的宽度常因岩溶与充填作用的结果变化很大，如图 7－55 所示。

2. 天然裂缝与诱导裂缝的鉴别

在 FMI 地层微电阻率成像测井图上常可见到三种诱导裂缝：

第一，钻井过程中由于钻具振动形成的裂缝，它们的宽度十分微小，且径向延伸很短，虽然在 FMI 上有高电导率的异常，但在 ARI 方位侧向成像测井上却没有，易于识别，如图 7－56 所示。

第二，重钻井液及水平地应力较大的不平衡性造成的诱导压裂缝。它们具有以下三个

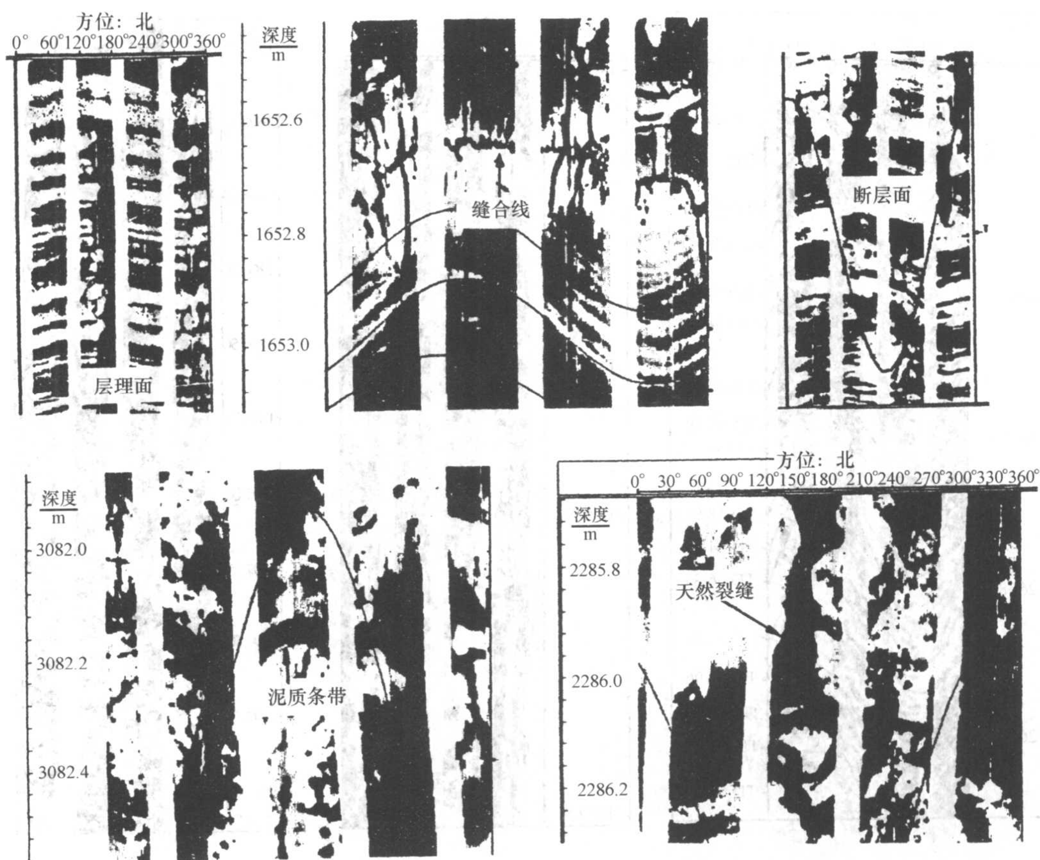


图 7－55　FMI 成像测井图上的真、假裂缝鉴别

特征：一是总以 180°或近于 180°之差对称地出现在 FMI 图上；二是以一条高角度张性缝为主，其两侧还有羽毛状的较细小的高角度剪切裂缝；三是在双侧向测井曲线上出现特有的“双轨”现象，即深、浅双侧向曲线表现为大段平行、较规则的正差异异常，其电阻率数值较高，如图 7－57 所示。

第三，应力释放裂缝。在碳酸盐岩致密地层段，由于其间保存了比同一地区裂缝发育段较大的地应力，当这些致密层被井钻穿后，伴随着较强应力的释放，将此裂缝段更容易产生一组与地应力相关的裂缝，这就是应力释放裂缝。这些裂缝既可在岩心中出现，也可在井壁上出现。井壁上的应力裂缝在 FMI 图像中的特征通常是一组接近平行的高角度裂缝，其缝面规则，缝宽均匀，如图 7－58 所示。

归结起来，诱导裂缝有三个特征与天然裂缝相区别：

一是根据裂缝的分布和排列，因诱导裂缝只与应力作用有关，排列整齐，规律性强；而天然裂缝常为多期构造运动形成，分布极不规则。

二是根据裂缝的形态，诱导裂缝形状规则、缝宽均匀；而天然裂缝因遭地下水长期的溶蚀和沉淀作用，缝面形状和宽度变化都较大。

三是根据裂缝的径向延伸，诱导裂缝的径向延伸都不大，深探测的ARI测井电阻率

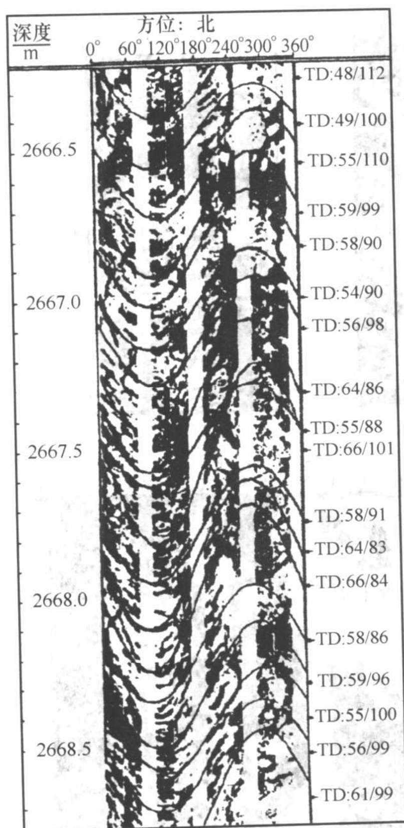


图 7－56　钻具振动诱导裂缝

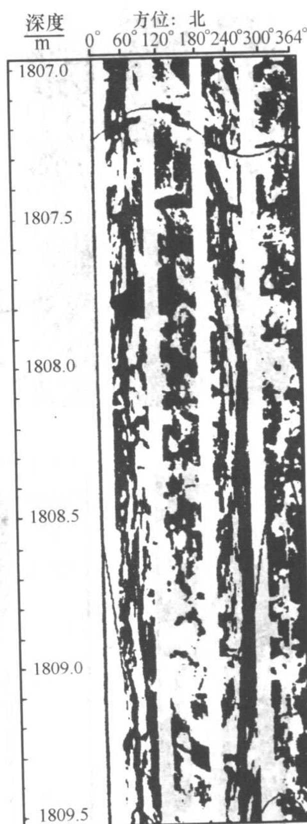


图 7－57　压裂诱导裂缝

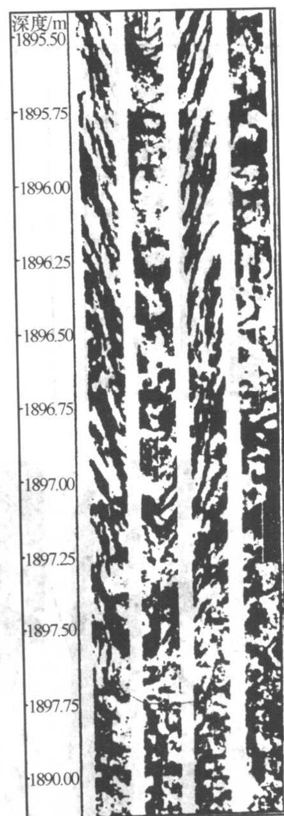


图 7－58　地应力释放裂缝

下降不明显；而大多数天然裂缝的径向延伸都不大，常伴有电阻率下降。

（二）井壁上裂缝参数的定量解释

裂缝在井壁上的参数包括裂缝张开度、裂缝长度、裂缝密度、缝洞面积、出现次数、缝洞在井壁上的连通情况等。目前，开发了两个计算这些参数的程序。

1. FRAKVEW 程序

该程序是在对 FMI 成像测井图进行直观定性解释的基础上，由人工拾取裂缝，然后由计算机对拾取的裂缝计算张开度、长度和密度等参数。计算的基本原理是用有限元法得出裂缝处电导率异常与电极距裂缝的垂直距离之间的关系曲线。该曲线的积分面积 A 主要决定于裂缝的张开度 W 和井壁附近侵入带的电阻率 R_{xo}，与裂缝的倾角和电极与井壁之间的距离关系很小。因此，可推出用 A 和 R_{xo} 计算 W 的公式，有

$$W = C \cdot A \cdot R_m^b \cdot R_{xo}^{1-b} \tag{7-12}$$

式中：$C=0.004801\mu m^{-1}$；$b=0.863$，是与仪器结构有关的常数。如果 W 用单位 mm 表示，则 A 用 μm · mm/V 表示（V 为伏）。

裂缝密度是单位井段中的裂缝条数。裂缝长度是单位井段中所拾取的裂缝长度之总和。

裂缝孔隙度：

$$\varphi_f = \sum W_i \cdot L_i / L \cdot D \cdot \pi \quad (7-13)$$

式中：D 为井径；L 为单位井段的长度；π 为圆周率，约 3.1416。

2. SPOT 程序

这个程序主要用来计算洞缝的面积及其在井壁上的连通情况。程序的方法原理是设法提取各个需要分开的区块的特征标志，使得在骨架与地质体标志之间的灰度梯度图上可将低的梯度值填平而只保留最强的梯度脊线。这样，在重建的梯度图上，对应每一个标志就只产生一条闭合的等值线。利用这些等值线就可在成像测井图中标示出需要研究的地质体的界限，进而计算它们与井壁相切割面积的百分比、大小及个数、视方位、连通性等。该程序特别用于以洞穴为主的储层评价，如图 7－59 所示。

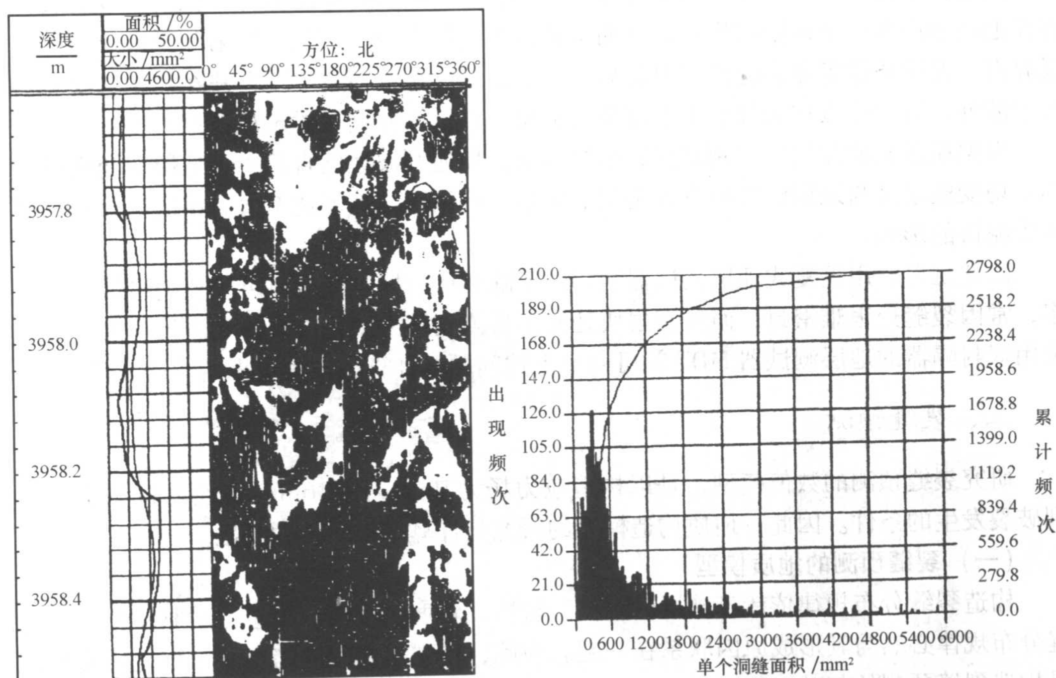


图 7－59 SPOT 程序处理成果图

（三）三维空间的裂缝参数解释

由于裂缝型储层和裂缝-溶洞型储层都具有强烈的非均质性，其井壁上的特征很难代表井壁以外储层的特征。必须在三维空间中来讨论成像测井的解释问题，才有可能较全面地认识裂缝的性质。

1. 裂缝径向延伸特征的判断

因 FMI 测井的径向探测深度极浅，不能评价裂缝的径向延伸情况，必须结合探测深度较大的双侧向测井或 ARI 测井。具体作法是先用 FMI 图像搞清裂缝的产状及组合特征，进而消除这些特征对双侧向或 ARI 电阻率性质的影响；然后根据浅侧向、深双侧向、ARI 电阻率的高低及其比值的大小就可近似估计裂缝的径向延伸状况。今后还可通过研究 FMI 与 ARI 图像之间的映射关系来判断裂缝的径向延伸程度。

2. 裂缝渗透率的确定

裂缝渗透率综合反映了裂缝的张开度、径向延伸度、三维空间中的连通程度等。它是评价裂缝储层有效性的最好指标。

目前评价裂缝渗透率的最好方法是用斯通利波传播特征，具体方法有三，如图 7－60 所示。

根据斯通利波能量衰减程度判断裂缝渗透率的高低；渗透率越高，能量衰减越大。如图 7－60 中的资 2 井为干井，斯通利波未发生衰减；而在高产气的资 3 井发生了明显的衰减。应用中需注意泥饼的影响，因为泥饼要阻止斯通利波能量的衰减；而且泥饼的厚薄及对井壁的覆盖特征又与裂缝性储层的孔隙空间结构有密切的关系。所以，泥饼使斯通利波的衰减变得十分复杂。根据斯通利波波形干涉特征判断渗透率的高低，任何有效的裂缝都将在地层中产生一个声阻抗界面，从而造成斯通利波在裂缝面处的反射和干涉。应注意与层界面、泥质条带等非裂缝性声阻抗界面的鉴别。如图 7－60 中资 2 井除在泥岩段发生波形干涉外，其余井段均无波形干涉现象。但是，在资 3 井储层段出现波形干涉。

根据斯通利波传播速度判断渗透率的高低，斯通利波速度直接受到地层切变模量的影响。切变模量又与地层渗透率有着密切的关系，可用来计算渗透率值。该法的优点是基本不受泥饼的影响。

除此之后，用重复式地层测试器测得的压降和压力恢复曲线也可计算裂缝储层的渗透率，常因裂缝处很难密封，而致密岩块处又不易测到压力变化曲线，无法计算渗透率。如采用双封隔器的地层测试器 MDT 就可避免上述问题，计算出较为可靠的渗透率值。

三、裂缝预测

研究裂缝预测的数值模型，是以构造应力场为基础，用 Griffith 脆性材料破裂准则判别破裂发生的条件。因此，地质构造模型的研究是计算结果评价的基础。

（一）裂缝预测的地质模型

构造裂缝分布规律依赖于储层的结构、岩性、厚度、埋深及构造运动驱动力。研究裂缝分布规律必然与其形成原因联系在一起。为此，首先需要建立储层的三维地质模型，这是构造裂缝预测的基础工作，是裂缝预测可靠程度的决定因素。为建立一个能反映储层基本性质的三维地质体，应包括下列几点研究内容。

1. 地质模型所涉及的地层

原则上与裂缝生成和发展有关系的地层都应包含在地质模型内，重点地层是储层及其上下邻层。若是古地质模型，应剥去储层顶面以上的所有盖层。地层分析内容包括层面结构几何形状、岩石物理与力学参数、地层厚度及历次构造运动所发生的演变。

2. 地质模型所涉及的断层

在沉积层内，除地层结构外，断层是主要构造内容。断层组合的几何性质和断层运动的力学性质是影响构造裂缝分布的两个关键因素。构造分析贯彻建立地质模型始终。从控制盆地的边缘构造和基底断裂到储层内的几十米长的小断层都应考虑，还要对断层进行分级和分期以及活动性质的分析。

3. 地质模型所涉及的岩性

地质模型内各个地层的岩石成分和断裂带内的介质性质均需进行研究，主要给出岩石

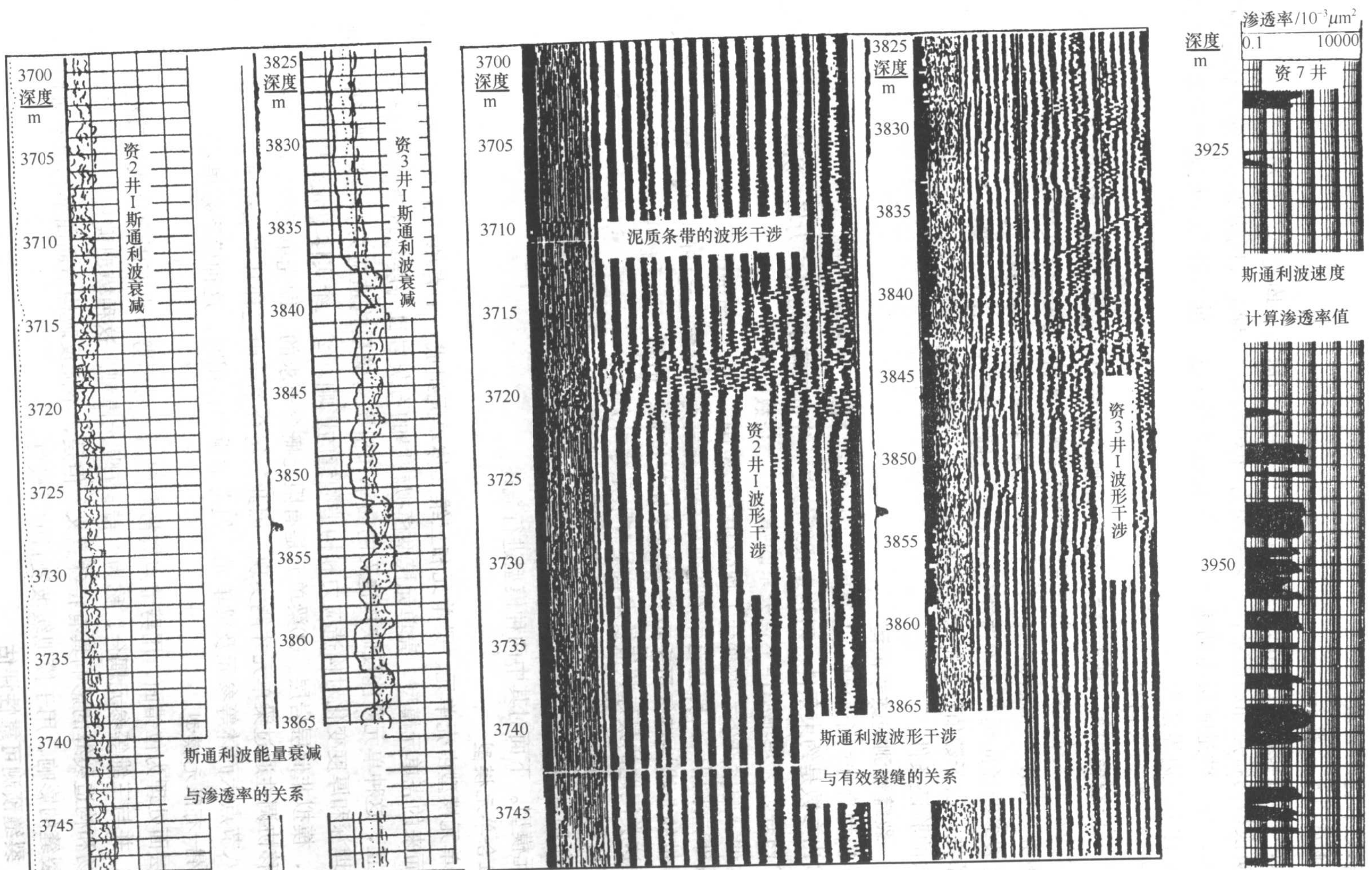


图 7-60　用斯通利波传播特征评价裂缝渗透率

的物理参数和力学参数。

4. 地质模型边界条件

地质构造运动包括长期的缓慢运动和瞬时的激烈运动，均在某种驱动力作用下进行。根据地质模型的特点和约束条件，将驱动力归为两种，一种是区域构造运动施加给地质体的构造力；另一种是断层运动施加在局部构造部位的力。前者称为地质模型的外边界条件，后者称为内边界条件。

5. 井壁边界约束问题

井内储层裂缝预测与测井解释方法随着测井新技术的迅速发展，取得了长足的进步；测井评价的水平大大提高，尤其是裂缝性储层测井评价。如井壁成像测井（FMI）、方位电阻率测井（ARI）和偶极声波测井（DSI）。利用FMI确定储层裂缝产状及组合，ARI和DSI研究裂缝的径向延伸和连通性。理论上，可以用测井解释的井壁裂缝参数作为井壁上的边界条件。由于数值计算的尺度差异，目前还未直接作为有限元计算的约束条件，仅作为试错法的验证条件。

（二）裂缝预测的数学模型

数学模型遵守两个原则：①地质概念模型是基础，是裂缝预测的地质依据；②结果要求，即输出参数是约束条件。对构造裂缝的定量分析依赖于构造应力场。所以，数学模型包含两个内容：一是地质体本构关系的建立；二是数值分析。

考虑油气储层埋深一般都在上地壳几千米范围内，温度和围压不太高，除结构面及其附近区域外，采用广义虎克定律描述地质模型介质力学性质是允许的；而对断裂带尤其是活动断裂带的非线性特征可采取一些特殊处理技术。但是，地质模型的介质是非均匀性的，处理这类问题的最好数值技术就是有限元分析方法。

这里所讨论的数学模型，实质上是有限元模型。对于古构造应力场和裂缝的定量分析，可以使用三种数学模型。对现代应力场和现代裂缝，除采用三种模型外，还采用位错-有限元模型。下面对其中两种模型进行概述。

1. 组合单元模型

组合单元模型由壳单元、梁单元和三维实体单元组成：①壳单元是从三维固体单元“退化”而来的壳单元模型。壳单元模型模拟较厚的石灰岩目的层与较薄的盖层配套地质体较为适宜，这种单元既能反映构造面的曲率和扭率对储层构造应力和构造裂缝的影响，也能反映埋深和厚度变化对构造应力和构造裂缝的影响。②三维实体单元采用八节点六面体等参元，模拟非储层岩层。③梁单元是有限元概念要求的，即壳单元与三维等参元的公共节点位移协调性通过梁单元才能实现。因此，组合单元由三种基本单元组成，即厚壳单元、三维八节点六面体等参元及梁单元。但考虑重力作用时，这种模型效果不好。

2. 位错-有限元模型

把断层面处理为位错面，用劈节点离散断层面，而用劈节点有限元公式代替经典位错理论公式，并与三维等参元耦合，称为位错-有限元模型。这种模型模拟活动断层对局部构造应力场和构造裂缝的影响具有特殊意义。但是，不能反映构造面曲率和扭率对构造应力和构造裂缝的影响，用于模拟缓坡度目的层较好。

（三）裂缝预测可靠性评估

上述地质模型和两种数学模型，是从正演出发建立的。地质模型是综合各种地球科学

资料通过合理简化，抽象出近似地壳内实际结构的三维地质模型。模型包含力学模型和数值方法，首先是把地质模型转换成相应的力学模型，根据力学模型采用合适的数值方法。一般对于油田，地表形变资料甚缺，没有充分约束条件进行反演。整个计算属于正演过程，加上地壳深部的有些参数是估算值，从定量上还不能对计算结果做出误差估计。但是，采用试错法，利用测井解释的裂缝发育方向进行符合，根据符合率给出可靠性估计。所以，采用数值方法预测裂缝，主要强调裂缝系统的优势发育方向和裂缝发育的强弱性分区分带，不能给出具体个别裂缝的几何参数。

四、裂缝分布规律研究

构造裂缝分为剪切裂缝、张裂缝和张剪裂缝。储层裂缝研究仅关心后两者，故不讨论剪切裂缝。

（一）构造与裂缝发育的关系

1. 构造面形状与裂缝发育的关系

构造隆起顶部即凸面及其陡坡上裂缝发育，其原因是构造隆起及其陡坡上构造面曲率大，张应力状态占优势，促使张破裂和张剪破裂事件发生。

2. 断层与裂缝发育的关系

1）断层两盘附近裂缝发育，随着断层距离增加，裂缝发育程度衰减。

2）断层产状改变的局部构造区域，裂缝发育。

3）断层带内岩石介质越软，即断层带内外刚度差异越大，沿断层带裂缝越发育。

4）两条平行断层之间的端部区及断层交汇区裂缝发育。

概括上面构造对裂缝发育的影响，可以得出在构造隆起顶部陡坡带并有断层穿过的构造区域裂缝发育程度高于其他区域。

（二）应力场与裂缝发育的关系

裂缝发育的强度和性质，直接受构造应力场性质的控制；而构造应力场又受远场和构造的控制。

1. 张裂缝和张剪缝发育区与张应力区对应

在远场应力作用下，不同的构造部位应力场性质不同。作用在断层面上的一对剪切力，在断层端部分别产生两个压缩区和拉张区。前者促使剪切裂缝发生，后者有利于产生张裂缝或张剪裂缝。所以，张裂缝发育区与张应力区对应，发育程度与张应力强度对应。左旋左阶梯和右旋左阶梯两种情况应力场性质有差异。前者在雁列断层交会区是拉张区，对应的破裂属张性或张剪性；后者在雁列断层交会区是挤压区，对应的破裂属剪切性质。还有Y字型、T字型、λ字型等不同局部构造所产生的不同应力场，将会诱导不同的裂缝性质。总之，裂缝性质受应力场性质控制，应力场性质受远扬应力与构造的组合关系控制。

2. 张裂缝和张剪裂缝发育区与有效张应力发育区对应

在对储层裂缝研究中，提出“有效张应力”概念。有效张应力的含义指用数值模型模拟的储层张裂缝和张剪裂缝发育程度。实际上，它是描述潜在张破裂程度的一种特征参数，即有效张应力值越高，张裂缝和张剪缝发育程度越高。反之亦然。起初是在用板模型和组合单元模型模拟储层裂缝时引入的，即主要反映构造面的曲率和扭率诱导的张性应力

场。近期又把有效张应力的概念引入到三维有限单元模型模拟的储层裂缝分析中，获得了很好的效果。

第七节　盖层的测井分析与评价

一、盖层概述

（一）定义

盖层是一个相对概念，它的作用是防止油气逸散。实际上，绝对不使油气逸散的盖层是没有的，通常人们把那些逸散速率相对较小的岩层称为盖层。

盖层按岩性划分有泥岩、页岩、碳酸盐岩、盐岩和膏岩。按作用和展布情况则有区域盖层、局部盖层和隔层之分。按储盖层邻接关系，盖层又分为上覆层和直接盖层。

（二）泥岩盖层封闭机理

泥质岩作为盖层，其封闭机理有三个：①毛细管力封闭，由于具有较高的驱替压力而阻止烃类逸散。②压力封闭，由于具有异常高的孔隙压力而阻止烃类逸散。③浓度封闭，由于盖层含有较高的烃类，从而阻止储层烃类扩散。

二、泥页岩盖层测井评价参数

测井方法研究泥页岩盖层，是根据测井资料计算的总孔隙度、有效孔隙度、渗透率、含砂量、厚度、欠压实异常及粘土矿物等进行综合分析研究的。

（一）厚度（H）

泥页岩盖层厚度是根据自然电位测井、自然伽马测井、自然伽马能谱测井等泥质指示测井曲线来确定的。手工解释可根据测井曲线的半幅点分层，再计算厚度。数字处理则根据成果图上的岩性剖面直接计算、统计其泥页岩的厚度。

（二）含砂量（V_{sd}）

泥页岩盖层含砂量的多少直接影响盖层的质量，泥页岩含砂量的增大，将导致地层可塑性降低，脆性增大，容易产生裂缝。这一效应对深层泥岩尤为突出，甚至产生储盖倒置的现象。

泥页岩的含砂量是根据测井数字处理计算岩性剖面来统计的。因此，要求数字处理计算的岩性剖面的精度要高。

（三）总孔隙度（φ_t）

测井计算的总孔隙度代表着地层流体可流动部分和被粘土矿物束缚部分占据的孔隙空间之和与岩石体积之比。泥岩盖层总孔隙度的大小反映了泥岩的压实程度。总孔隙度越小，压实程度越高；孔隙喉道半径越小，泥岩孔隙毛细管力越大，渗透率越低，封闭性能越好。因此，泥页岩盖层总孔隙度是反映盖层质量的重要参数。

图7－61是泥页岩总孔隙度与毛细管压力关系曲线。从图中可以看到，泥页岩总孔隙度与压力呈非线性函数变化。泥岩总孔隙度由大到小线性降低时，突破压力变化速率则由小到大急剧增加。

一般来说，泥岩总孔隙度只要降低到30%左右，即可封闭油气藏。30%这个孔隙度

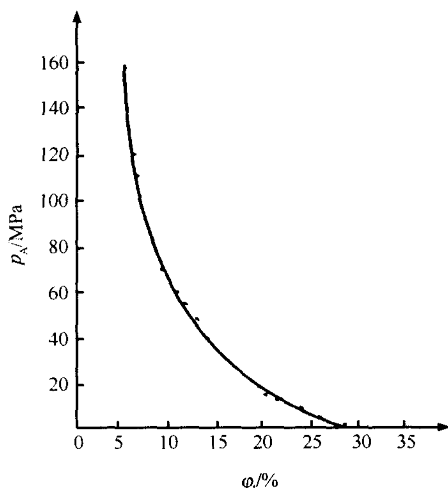


图 7-61 泥页岩总孔隙度 φ_t 与毛细管突破压力关系曲线

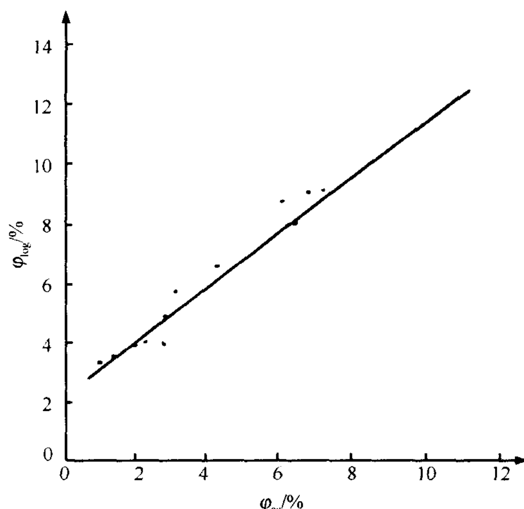


图 7-62 泥岩样品实验室分析孔隙度与计算孔隙度交会图

量值，可以作为泥岩盖层封闭油气的下限临界值。只要泥岩总孔隙度低于这个量值，并且具有区域分布，都可以作为油气藏的封盖层。

泥页岩总孔隙度由中子、密度测井曲线计算获得。当取得泥岩总孔隙度后，再计算泥岩的突破压力。

（四）有效孔隙度（φ_e）

前述的泥岩总孔隙度同突破压力的关系，是把盖层看作均一化的理想盖层为前提的。实际上在广阔的范围内，泥岩的岩性、结构和构造并不是单一的，泥岩内部孔隙大小、孔隙结构经常是不一样的，在各种成岩作用和构造作用下经常产生次生孔隙和微裂缝。它在某一局部范围内或在某一深度段可能存在着各种形式的微渗漏空间。这些次生孔隙、微裂缝和各种形式的微渗漏空间，在测井参数上表现为有效孔隙度。用中子-密度交会计算的泥页岩盖层有效孔隙度的大小，反映泥页岩的次生孔隙、裂缝的发育程度。因此，它是评价泥页岩盖层质量的重要参数。

图 7-62 是应用 LOGES 系统在吐哈盆地天然气封盖层测井评价研究工作中所做的泥岩样品分析孔隙度与计算孔隙度交会图。从图中可见，二者具有较好的相关性。但是，测井计算的孔隙度（φ_{log}）比岩心分析的孔隙度（φ_{ac}）高出近 3 个孔隙度单位。这是由于测井计算的孔隙度是岩石粒间的孔隙体积与岩石体积之比。因泥岩样品分析的有效孔隙度是无法测得的泥岩样品的微细毛孔孔隙度，它测得的有效孔隙度只能包括泥岩样品中的微细裂缝及被微细裂缝连通的次生孔隙的体积。中子测井和密度测井的泥岩响应信息，不但包括了泥岩的微细毛孔孔隙信息，同时还包括有粘土颗粒比表面的吸附水和泥岩矿物成分对中子测井和密度测井的响应信息。因此用中子-密度交会计算的泥岩层的有效孔隙度（φ_{ec}），比实验室分析有效孔隙度（φ_{ac}）偏高，其偏高量相当于泥岩层的微细毛孔孔隙度（φ_{mc}）。

图 7-63 是吐哈盆地泥岩样品实验室测试的突破压力与样品有效孔隙度的关系图。从

图中可以看出，有效孔隙度与突破压力呈指数关系。对比图 7－62 与图 7－63，有效孔隙度与突破压力关系曲线同总孔隙度与突破压力关系曲线，两者有相似的变化规律。但是，其曲率变化很大，有效孔隙度与突破压力关系曲线比总孔隙度与突破压力关系曲线变化曲率大得多。说明有效孔隙度比总孔隙度对突破压力的制约作用强，也即有效孔隙度比总孔隙度对盖层的封闭性能的影响大。

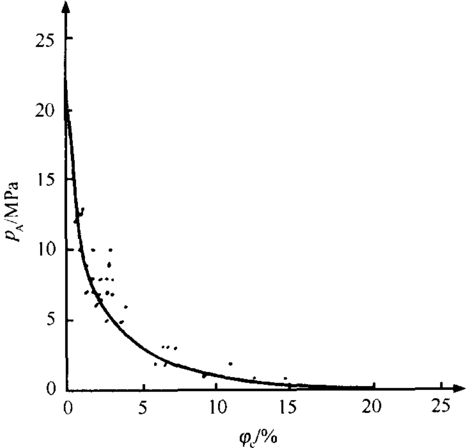


图 7－63　有效孔隙度与突破压力关系图

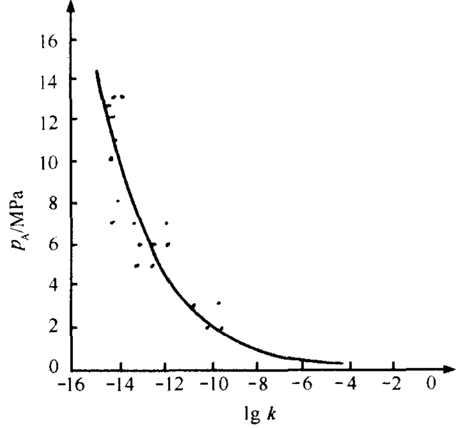


图 7－64　地质条件下岩心饱和煤油测得渗透率与突破压力交会图

一般说来，对时代新的盆地，泥岩盖层的封盖性能主要取决于总孔隙度的大小。泥岩突破压力一般情况下随埋深增加或随地层层系变老而增大。对时代老的盆地来说，泥岩封盖性能主要取决于有效孔隙度的大小。泥岩突破压力随埋深增加而增大的规律不明显，随层系变老而增加的趋势也不明显。

（五）泥岩裂缝测井判识方法

在正常压实情况下，泥岩的孔隙度、密度和电性将随埋深增加呈规律性变化。当压实到一定程度后，这些性质的变化将逐渐降低和趋于停止。这时的泥岩将出现剖面中的最低孔隙度、最大密度和最高电阻率值，即进入“不可压缩”阶段。当泥岩因自身变化（失水干缩、有机质生烃、地层压力增大等）产生成岩裂缝，或因地层褶皱和断裂产生构造裂缝之后，将出现声波、密度、中子、电阻率和井径的异常变化，依此可判断裂缝的存在和发育程度。

（六）渗透率

泥页岩的渗透率是孔隙度、束缚水饱和度和含砂量的函数，孔隙度、含砂量越高，渗透率越大；束缚水饱和度越大，渗透率越小。值得注意的是，当泥页岩存在裂缝时，渗透率将会失去均质地层的孔渗关系。渗透率急剧增大，使盖层失去封闭油气的能力，即使是少量连通裂缝，也常造成油气田的巨大破坏。因此，在计算泥页岩渗透率时，采用能够反映泥页岩裂隙、裂缝及次生孔隙的有效孔隙度是重要环节。

图 7－64 是吐哈盆地侏罗系泥岩样品饱含煤油测得的渗透率与突破压力的关系图。从图中可以明显看出，伴随渗透率的降低，突破压力呈指数规律增大。需要指出的是，泥页

岩盖层产生的高角度裂隙、裂缝是影响渗透率的重要因素。所以，在研究渗透率对泥岩封盖性影响时，特别要注重高角度裂隙、裂缝的研究。这对深盆泥页岩盖层封盖性能的研究尤为重要。

（七）粘土矿物分析

泥岩的封盖性能取决于它的可塑性和膨胀性。粘土矿物的可塑性和膨胀性以蒙脱石 > 伊/蒙混层 > 高岭石 > 伊利石 > 绿泥石顺序排列。因此就其泥岩岩性而言，高含蒙脱石的泥岩封盖性能好于高岭石为主的泥岩；高含高岭石的泥岩封盖性能好于伊利石为主的泥岩；而高含伊利石的泥岩封盖性能又好于绿泥石为主的泥岩。

（八）泥页岩盖层成果参数显示

图 7－65 是泥页岩盖层测井分析综合解释成果图。图中第一道绘制 VHC（剩余烃含量）、PODG（中子、密度孔隙度差值）、POAG（中子、声波孔隙度差值），用于分析泥页岩盖层是油气源岩，还是非油气源岩，两者评价参数略有差异。第二道绘制 PERM（渗透率）。第三道绘制 POR（有效孔隙度）和 CALC（微差井径），用于反映泥页岩盖层的次生孔隙、裂隙、裂缝发育情况和井身质量的好坏。第四道绘制 PORT（总孔隙度）、p_a

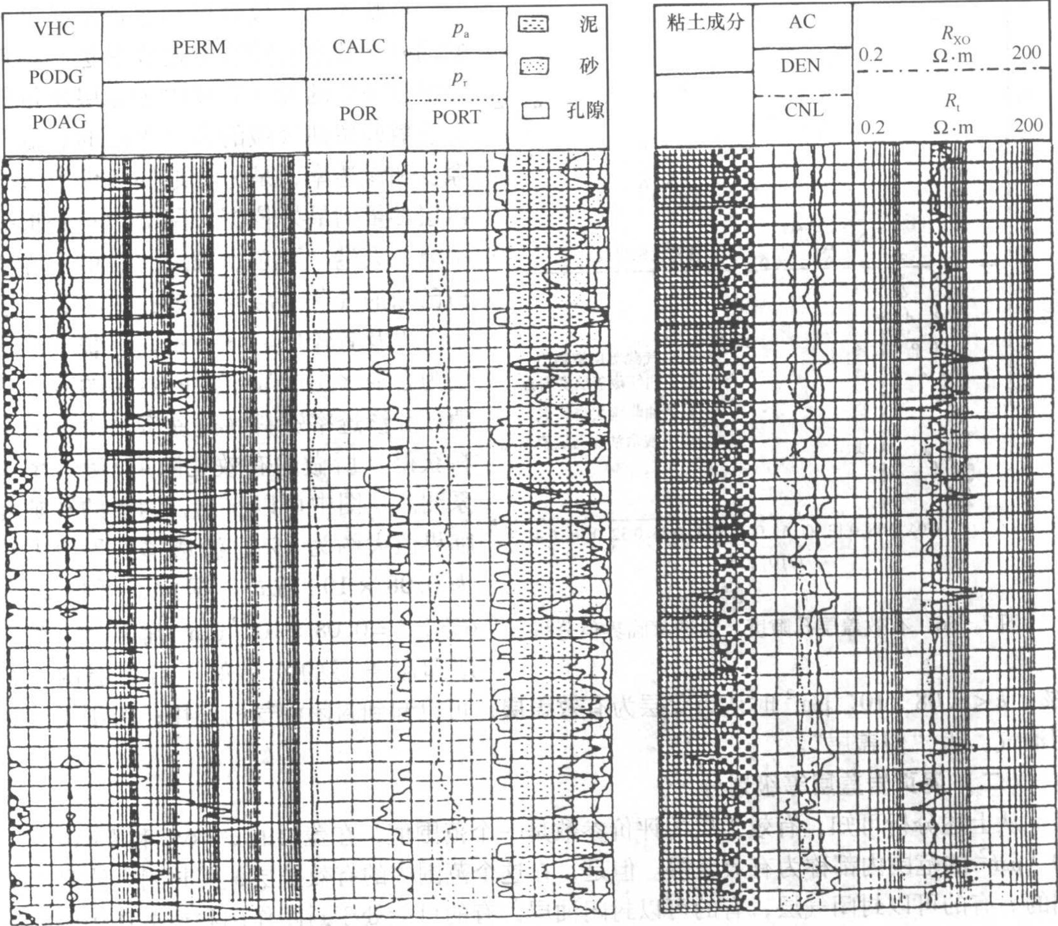


图 7－65　泥页岩盖层测井分析综合解释成果图

（突破压力）、p_r（储集层的排替压力）。第五道绘制岩性剖面，它可直观显示泥页岩盖层的含砂量和厚度。第六道绘制粘土矿物成分。第七道绘制 AC（声波时差曲线）、DEN（密度测井曲线）、CNL（补偿中子测井曲线）。第八道绘制 R_t（深探测电阻率曲线）、R_{xo}（浅探测电阻率曲线）。根据上述泥页岩盖层综合解释成果图，便可对全剖面盖层封盖质量做出系统评价。

三、有效盖层的识别与评价

（一）有效盖层识别

有效盖层是指能够封闭油气的直接盖层。它可以是泥岩，也可以是岩性致密的泥质砂岩或砂岩，问题的关键是盖层突破压力的大小。

当岩层突破压力大于促使油气通过它发生渗漏的动力时，该岩层就能对油气起封隔作用，成为盖层，把这样的泥岩盖层称为"有效盖层"。当裂缝比较发育，且连通性比较高的情况下，岩层的突破压力会大大降低；油气就可进入此岩层，并在其中渗漏、散失，这样的泥岩不能封闭油气藏，称它为"假盖层"。

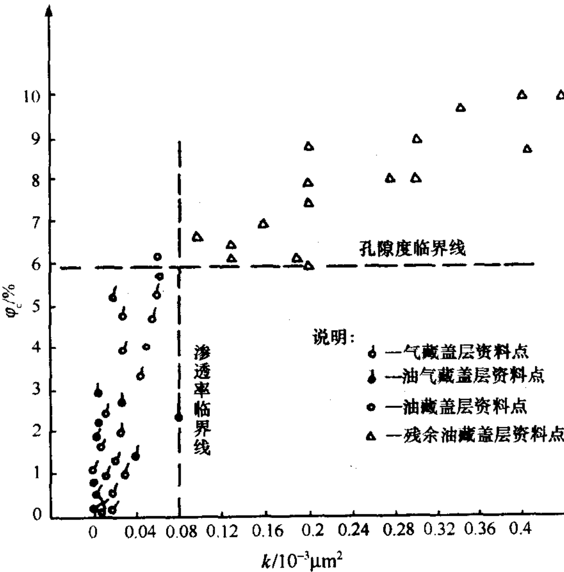


图7-66　有效盖层孔隙度、渗透率临界值分析

反映泥岩有效盖层和假盖层最灵敏的测井参数是有效孔隙度和渗透率。现今保存完好的油气藏和由于盖层质量低劣逸散残留油气藏的直接盖层的有效孔隙度和渗透率，是分析地层条件下有效盖层参量的最好依据。图7-66是根据中原、大港、冀东、长庆、塔里木等油田已知油气藏盖层的有效孔隙度和渗透率，以及有较好油气显示，但是试油证实为含油水层或油干层的盖层的有效孔隙度和渗透率资料（这些资料由测井资料获得）所做的有效孔隙度-渗透率关系图。从图中可以看出，两者的孔隙度临界值大约为6%，渗透率临界值大约为 $0.08\times10^{-3}\mu m^2$。据此，可将 $\varphi_e=6\%$，$k=0.08\times10^{-3}\mu m^2$ 确定为有效盖层和假盖层的临界值。当盖层的 $\varphi<6\%$，$k<0.08\times10^{-3}\mu m^2$ 时认为盖层为有效盖层，可以起到封闭油气的作用；否则不能封闭油气，为"假盖层"。

（二）泥页岩盖层等级划分

从上述分析可知，有效盖层的评价参数是一个范围值，在盖层的 $\varphi<6\%$ 和 $k<0.08\times10^{-3}\mu m^2$ 的范围内都称为有效盖层。但是，在这个范围内的有效盖层，其封闭性能是有差别的。有的可以封闭气层，有的可以封闭油层，有的可能处于封闭作用和逸散作用的临界状态或混合状态。对每一层泥页岩盖层，究竟处于哪种状态，除了与有效孔隙度有关外，还与泥页岩盖层的含砂量、厚度和总孔隙度有关。

泥页岩盖层的有效孔隙度、含砂量、厚度及总孔隙度对盖层质量的影响是有差别的。据不同参数对盖层质量影响程度的差别，对这些测井参数赋予不同的权值；根据已知油气藏盖层参数量值反复试验，确定权值；据这些测井参数权值大小，通过排列组合，便可拟定泥岩盖层的质量等级。

四、其他岩性盖层的测井分析

（一）盐岩、膏岩盖层

盐岩、膏岩是在高蒸发环境下的产物，在地下常以晶体结构存在，结构紧密，渗透性极差，是优良的封盖层基质。

盐岩和膏岩由于其特殊的物质结构，使测井值常趋于某一特定值，成为测井资料判别盐岩和膏岩的基本标准。

用测井资料判别膏岩、盐岩层，然后用测井资料来标定地震资料，预测膏岩、盐岩层的空间展布，可有效地分析膏岩、盐岩的封闭作用。

（二）碳酸盐岩盖层

深埋于地下的碳酸盐岩，基质孔隙度一般都很低。从基质孔隙度来看，碳酸盐岩做盖层是完全可以的。但是，碳酸盐岩大多存在后生成岩改造，使之产生次生孔洞、溶洞、裂缝等。这些次生孔隙的出现，使碳酸盐岩由盖层转变为储层，失去封闭油气的能力。这些成岩后生改造作用经常是不均一的，它将大面积展布的碳酸盐岩分割成鸡窝状。从局部看，可能是优质封盖层。但从整体看，它可能是破碎的封盖层。因此，碳酸盐岩的封盖性能，用一项单一技术判断是困难的。实验室分析、测井分析、精细地质解释三者紧密结合，是判断碳酸盐岩封盖层封闭性能的唯一途径。

（三）煤岩盖层

煤岩自身孔隙度很低，又具有可缩性，在构造运动不太活跃的地区，煤岩常可作为油气的封盖层。在埋藏较浅、构造运动活跃的地区，煤岩也可出现构造裂缝，使煤层失去封闭油气的能力。

煤岩测井响应值很明显（表7－5），用测井响应资料很容易判别煤层。用测井资料识别煤层，并综合分析煤层是否存在次生裂缝，达到评价煤层封盖性能的目的。

表7－5　泥岩、膏岩、煤岩的测井响应对比表

岩性	声波时差值 $\mu s \cdot m^{-1}$	体积密度值 $g \cdot cm^{-3}$	中子孔隙度/%	中子伽马 API	自然伽马值 API	自然电位值 mV	微电极 $\Omega \cdot m$	井径 cm	
盐岩	220	2.1	约为零	高值	最低值	基值	极低值	高值	扩径
硬石膏	164	3	约为零	高值	最低值	基值		高值	接近钻头直径
石膏	171	2.3	50%	低值	最低值	基值		高值	接近钻头直径
煤岩	350～450	1.3～1.5	70%	低值	低值	不明显		高值	接近钻头直径

五、储盖结合测井分析

当用测井方法对每层泥页岩盖层作出质量评价后，便可进行储盖组合测井的三方面评价：①储层、盖层的搭配关系；②有利储集层段分析；③油气层和残余气层解释。其中①

和②主要用于测井地质评价，③主要用于油、气、水层的分析解释。

储盖组合测井解释是指在进行储集层油、气、水层划分时，要考虑储集层的孔隙度、渗透率、饱和含气指示等指标；而且还要考虑储集层上方直接盖层的封闭性能和对储集层的封闭作用。因此，盖层质量参数和储层解释参数必须是同时计算，同出一图。

（一）储盖组合解释技术

1）当储层上覆盖层为优质盖层时，储层的孔隙度、渗透率、饱和含气指示参数反映

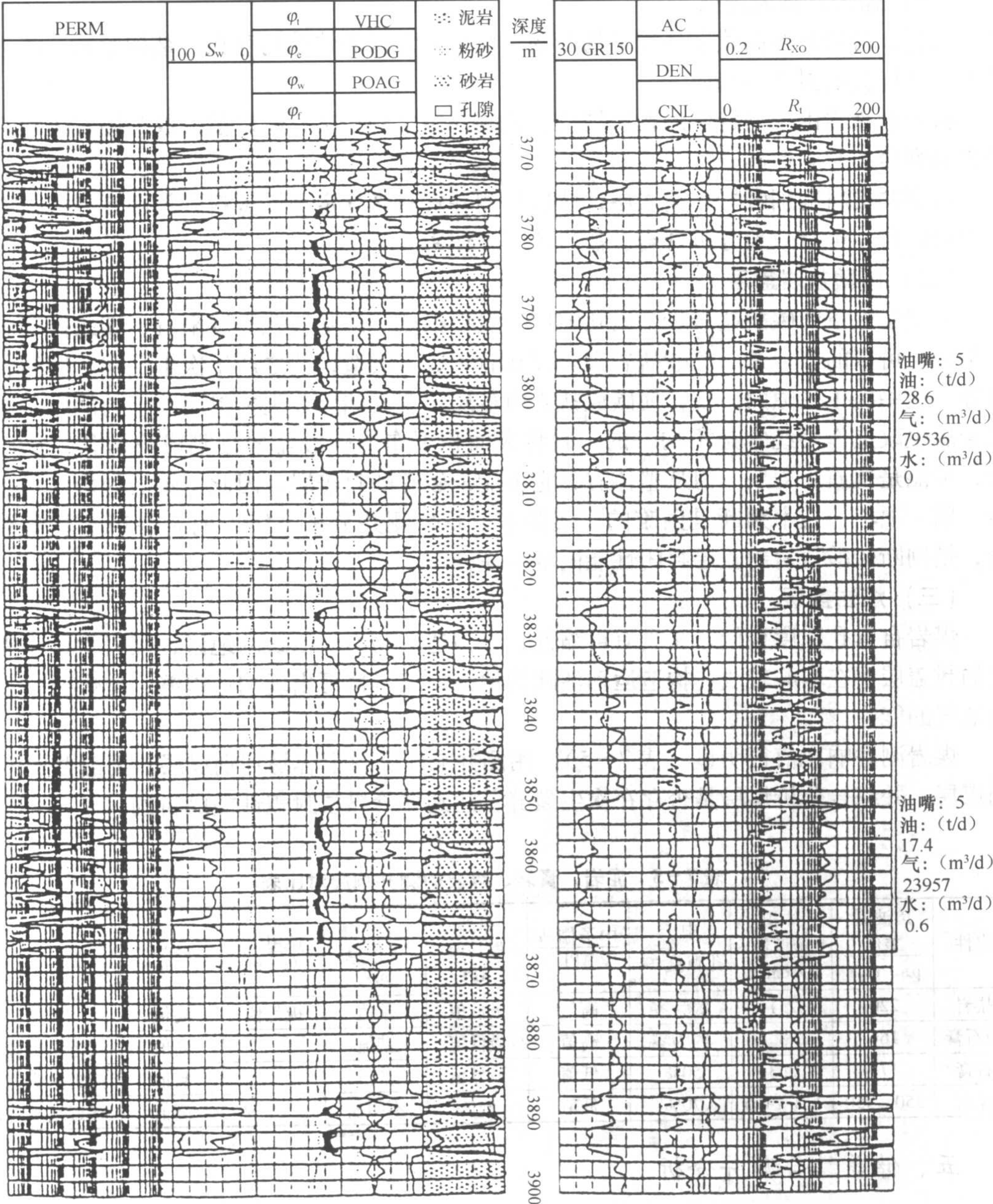


图7－67　优质盖层储盖组合解释例图

了储层物性情况和含油气情况，可根据地区的解释标准划分油、气、水层。图 7－67 为大港油田板桥凹陷板深 25 井综合解释成果图。

2）当储层上覆直接盖层为差劣盖层时，此时的油气藏属开启性油气藏，储集层中的含油气饱和度为运移散失的残余油气层的孔隙度、渗透率、饱和度参数。一般得不到工业产能，常为残余油气层。图 7－68 为冀东油田柳赞地区的一口探井的综合解释成果图。

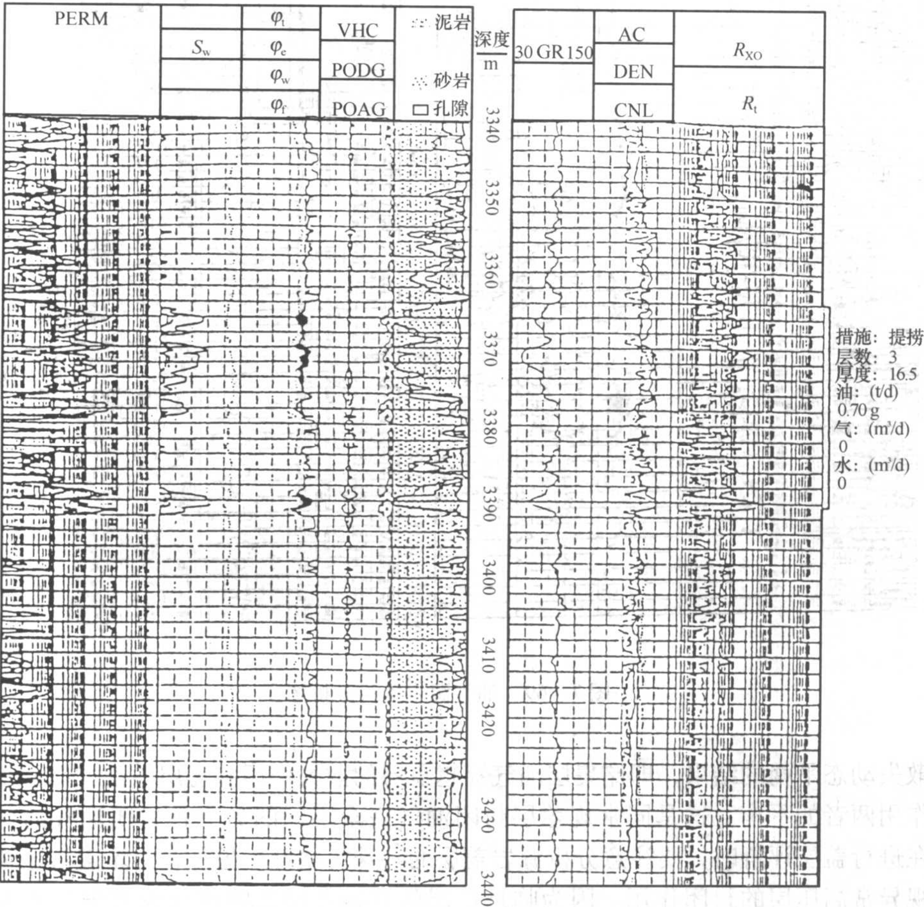


图 7－68　差盖层储盖组合解释例图

3）当储层上覆盖层为生油气源岩时，储盖组合要特别注意供、散关系的研究。图 7－69是大港油田板深 67 井资料，这是一口源岩盖层的例子。从图中可以看出，3690 m 以上的泥岩层段，剩余烃含量 5%～10%。直接盖层含气指示 14 个孔隙度单位，为典型的油气源岩层，它覆盖于 3690～3724 m 砂层组之上。它既是砂层组的油气源岩，又是砂层组的封闭盖层。但是，从其盖层的指标来看，盖层质量低劣，有效孔隙度高达 10%～20%，已经远远超出盖层的范围。如单纯从盖层封堵性能分析，它已不能封闭油气。然而，它所覆盖的砂层组含油气饱和度 40%～70%，试油结果表明本砂层含有工业价值的油气。这就告诉我们，对盖层的评价不能一概而论。油气源岩封闭油气，它是油气运移聚

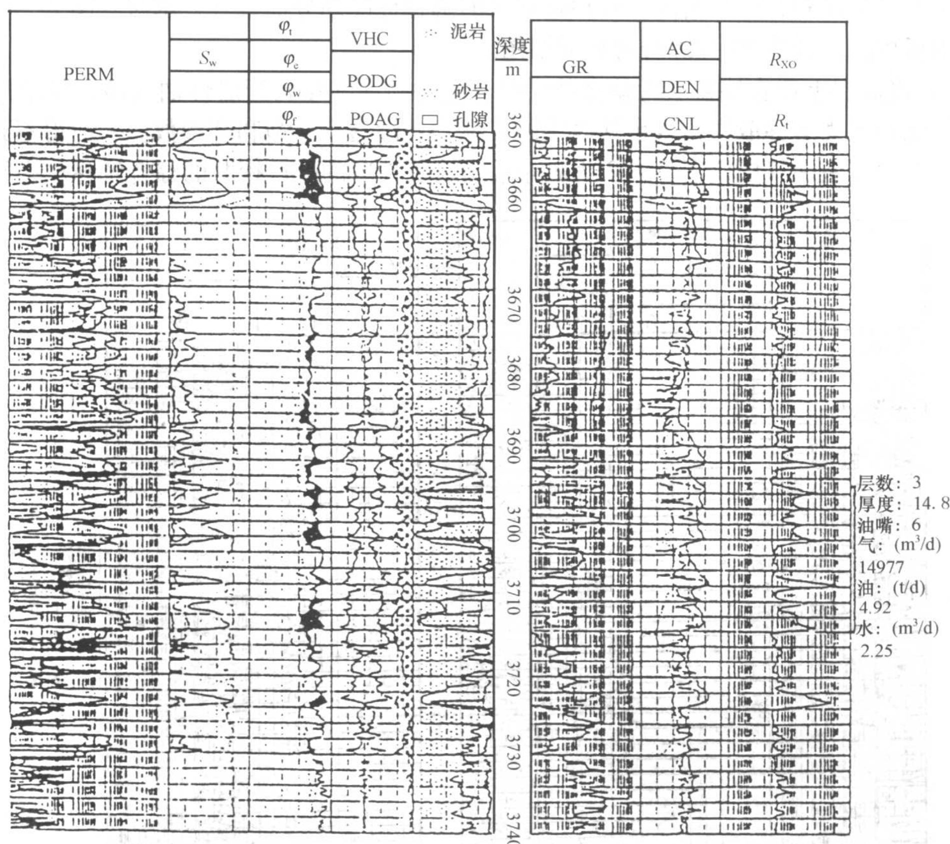


图 7－69　油气源岩盖层分析图

集和散失动态平衡的结果，即储集层油气穿越盖层的散失作用和盖层中油气向储集层运移聚集作用两者的平衡。这是同常规盖层封闭油气完全不同的另一种封闭油气的作用。所以，在进行盖层评价时，要注意分析源岩盖层的特殊封堵性。另外，对本盖层来说，也不应忽视异常高压层的封闭作用。因为临近储层的直接盖层孔隙度大大高于其下部的泥岩层，显然是处于欠压实状态。这也是本砂层组保存油气的有利因素。

对于上述情况，单就储层、盖层孤立地进行解释是困难的。引进储盖组合解释新思路，从油气运移、聚集、保存、散失的成藏模式出发，着眼于油气藏的整体评价，从动态平衡的角度对油气藏进行解释。它更符合油气藏的实际情况，效果显著，很少失误。因此，储盖组合解释是一个十分有效的测井解释新方法。

（二）结论

1）优质、良好的盖层是储集层保存油气的必不可少的条件。

2）气层比油层对盖层有更高的要求，气层需要优质、良好等级的粘土盖层才能得以保存，而油层有中等以上级别的粘土盖层即可得以保存。

3）油气源岩盖层更有利于封闭油气储集层。油气源岩的标准可以低于非油气源岩的评价标准。

4）测井资料评价盖层是省钱、省力和行之有效的方法。

5）测井解释引入储盖组合分析，更有助于正确划分油、气、水层。

第八节　油 藏 描 述

一、油藏描述概念

油藏描述是20世纪70年代末期发展起来的一项油气田综合研究与评价技术。它以地质学、地震学、测井学、油藏工程学等学科的最新成果为理论基础，以计算机为手段，最大限度地应用地质、地震、测井、钻井、试油与分析化验等信息，综合研究油气田构造、油气藏类型、储集体几何形态、岩相；定量确定储层参数及其空间分布、油气储量的计算与评价；产能预测以及研究油气田在开发过程中储层孔隙流体特性与储层基本参数的变化，从而达到对油气藏进行精细描述与综合评价的目的。这项技术不仅是在全油田基础上进行的更高水平的测井统一解释与多井评价，最大限度地发挥地质、物探、测井、钻井和地层测试等在油气田综合研究与评价中的作用；而且还为寻找隐蔽油气藏与油气富集带、计算油气地质储量提供基础信息，为油气藏数值模拟、编制与优化油气田开发方案提供可靠数据。因此，这项技术对于加快油气藏勘探过程，提高油气田勘探开发效果和最终采收率以及总的经济效益都有着十分重要的意义。特别是对指导滚动勘探，进行二次、三次采油更具有特殊的重要意义。

实际上，从测井评价的角度看，油藏描述技术是将单井（点上的）地层评价进一步发展成为面上的（区域的）多井综合评价。从其发展过程及所能解决问题看，油藏描述可分为静态描述和动态描述两个阶段。静态描述是油藏描述上的基础，动态描述则是静态描述技术的进一步发展和完善。

（一）油藏静态描述

静态描述主要包括：对油田地质构造、储集体几何形态的研究，岩相与沉积环境的研究、储层参数的空间分布与油气地质储量计算等。

1）综合运用地层倾角测井、地震、地质等信息研究和确定油田地质构造（包括对断层情况的分析研究）及储集体几何形态。

2）确定井剖面地层的岩相，研究油田及盆地的沉积相。

3）准确计算储层的基本参数，研究它们的空间分布，编制等厚度图、等孔隙度图、等渗透率图、等含油气饱和度图等。

4）计算油气地质储量。

5）研究岩石的力学性质，预测地层压力和破裂压力梯度，研究地应力方向等。

完成上述任务，需要取全取准地质、测井、地震、分析化验和地层测试信息，进行油田测井标准化，建立符合实际的解释模型与油田参数转换关系，进行单井和多井的精细地层评价、测井相分析、地层对比，研究储层的纵横向分布规律以及油、气、水分布规律，并用计算机绘图技术绘制各种参数的等值图、三维立体图和切片图等图件。

（二）油藏动态描述

动态描述是在油气田开发阶段的油藏描述。

1）研究油气田开发过程中，油气藏基本参数的变化规律。估计油气压力、相对渗透率、油气饱和度，确定生产井的产液剖面、注入井的注水剖面，监视油水边界的移动，对油气田进行动态描述。

2）进行单井或整个油藏的动态模拟，为制定最佳开发方案、提高油气采收率提供依据。单井模拟的目的是使单井模型预测的有关参数与实测值有较好的匹配。例如，通过调整油井模拟中每个产层的渗透率和表皮系数等，使其预测的油井流量剖面、压力降和压力恢复响应与实测值基本接近。这样，可得到经过改善的、可靠的、一致的油层动态描述结果。这种动态描述不仅综合了裸眼井测井、岩心分析、重复式地层测试器、试井及生产测井等可用的信息；而且还使这些不同类型的测量数据之间相互匹配，充分利用油井动态的所有信息。

显然，油藏描述必须是多学科相互结合、相互渗透才能实现。测井在油藏描述中的主要任务有：关键井的选择与研究，全油田测井信息的标准化，建立油田测井解释模型与参数转换，油田参数空间分布及相应图件的绘制以及单井动态模拟等。很明显，这些工作必须要将测井同地质、岩心分析化验、地层测试和开发等信息密切结合才能完成。

（三）油藏描述技术中测井解释的特点

1）特别强调测井、地质信息在深度上的一致性。

2）全油田测井信息要标准化，并将各种非地质因素及误差减至最小。

3）优选适用于全油田的解释模型、解释方法与某些参数。

4）建立全油田的测井信息与地质参数间的转换关系，以解决测井项目不齐全井的有关参数计算问题。

5）利用最新技术从测井信息中提取尽可能多的反映地质特性的有用参数，并对油井剖面作测井相分析，用岩心鉴别测井相分析的结果。

6）用生产测井和油井测试等验证单井动态模拟的结果。

7）广泛地采用数据库技术。

8）运用各种绘图技术绘制油田的各种等值图、三维构造图、切片图等，详细而客观地描述油藏。

（四）油藏描述的基本成果

1. 单井评价成果

即单井数字处理成果图及数据表，主要是单井储层岩性与基本参数（泥质或粘土含量、孔隙度、含水饱和度、渗透率、累计孔隙度与累计油气体积等）。对于关键井，还应包括岩心分析的基本参数及各种转换关系。

2. 全油田综合研究成果

全油田各种参数的综合数据表，各种参数的等值图（如等厚度图、等孔隙度图、等渗透率图、总孔隙度图、净孔隙度图、含油气饱和度图等），三维构造图（包括以不同角度剖视的立体图），全油田油气储量计算结果等。

（五）油藏描述流程

图7－70是油藏描述的流程图。应强调指出，对油气藏的描述是一个反复实践和认识、不断深化的过程。油藏描述在勘探阶段的作用就是对油田进行静态描述。勘探初期，利用极少数（如3～5口井）井的测井、地质、录井信息以及地震资料等，通过单井解

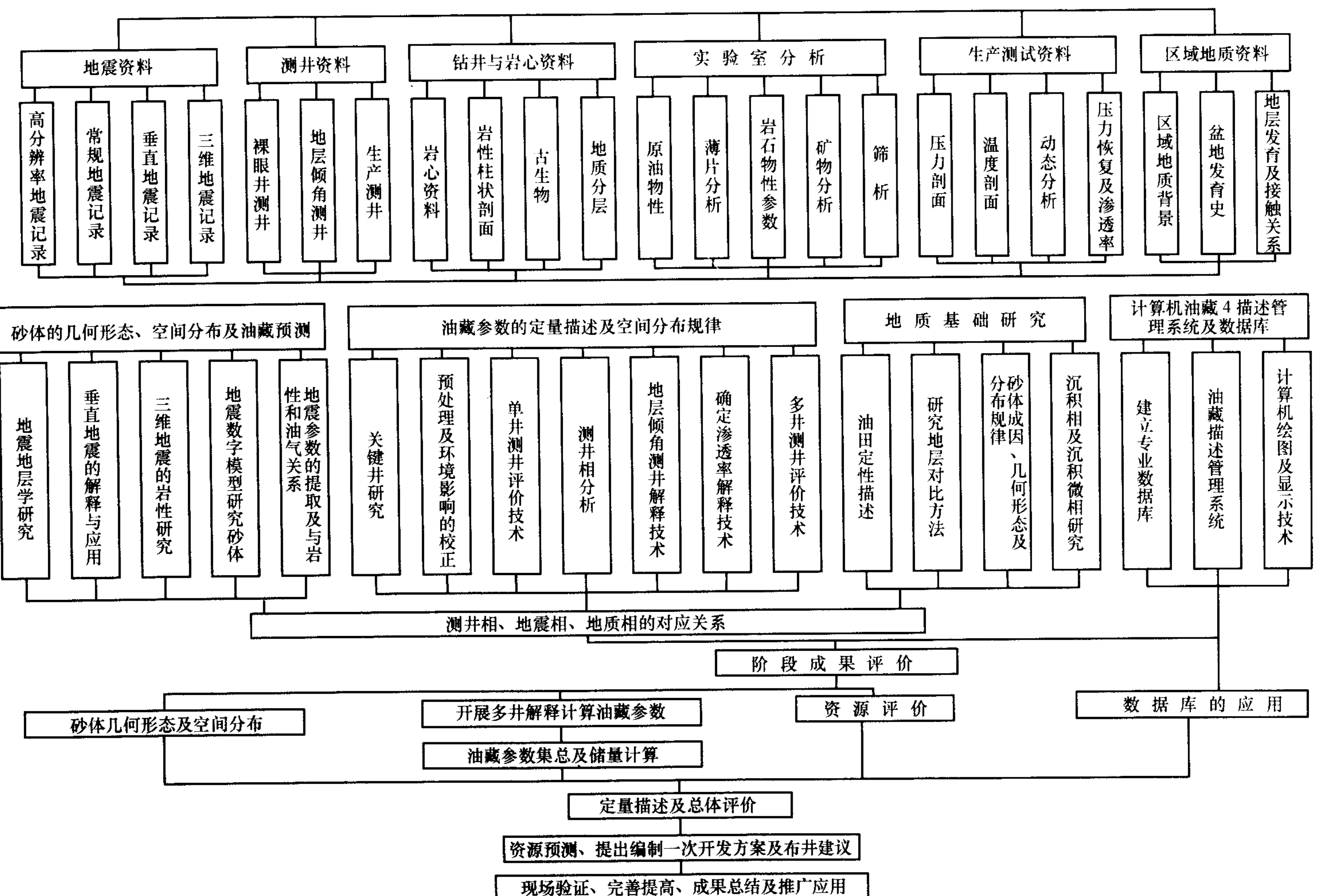


图7－70　牛庄油田油藏描述流程框图

释、关键井研究、多井评价与综合研究，初步确定油藏构造、储集参数的空间分布、油藏边界，绘制相应图件，及时指导下一步的油田勘探，特别是滚动勘探。

随着油田勘探开发的发展和井数的增加，就应该用更多的测井、录井、岩心、生产测试及地震资料对油气藏进行更准确地描述与评价。井数越多，资料越丰富，油藏描述就越完善、精确，越符合实际。可以说，从油田勘探开发初期直到油田开发后期，都应不断地进行油藏描述，不断地提高油气田勘探开发的经济效益，最大限度地提高油田最终采收率。实现少投入、多产出的勘探与开发目标。

二、关键井研究

作为油气藏内部特性“窗口”的关键井研究，目的是确定井剖面地层的矿物成分和岩相；确定适合于全油田的测井解释模型、解释方法与解释参数；建立全油田统一的测井刻度标准和测井数据标准化方法以及油藏参数转换关系，测井相分析、研究测井相与地质相间的关系等，以揭示油气藏内部特性，指导全油田测井地层评价与地质研究等。因此，这是油藏描述中极重要的部分。一般应在油田选取符合下列条件的几口井作为全面研究的关键井。

（一）关键井选择条件

1）位于构造的重要部位，且近于垂直的井。

2）取心井，有系统的岩心分析和录井资料，地质情况比较清楚。

3）井眼好，钻井液好，具有最有利的测井条件和测井深度。

4）有项目齐全的裸眼井测井信息，包括最新测井方法的信息。

5）有生产测试、生产测井和重复式地层测试器信息，有齐全准确的油、气、水产量及压力和渗透率信息。

（二）关键井研究内容

1）岩心信息的深度归位，保证同一口井的所有测井和地质信息都有准确的深度和好的深度对应关系。

2）测井环境影响校正与标准化。

3）测井相分析，确定井剖面地层的岩相，研究测井相与地质相的关系。

4）确定适合于全油田的测井解释模型、解释方法和解释参数，包括岩性模型（骨架成分及其测井参数）、反映测井值与储层参数关系的测井响应方程、解释参数（胶结指数 m、饱和度指数 n、地层水电阻率 R_w 等），以及对计算的储层参数的地质约束（如孔隙度和骨架成分相对含量的上限值）等。

5）建立测井参数与孔隙度、渗透率等储层参数之间转换关系。

6）用最优化测井解释程序或其他测井分析程序处理关键井测井数据。

7）用岩心和其他地质信息，检验前面计算的储层参数（粘土含量 V_{cl}、孔隙度 φ、含水饱和度 S_w、骨架成分相对含量 V_{ma}等），并根据检验结果修改测井解释模型与解释方法。

8）地层倾角测井的解释。

9）生产测井和重复式地层测试资料的解释，并综合生产测试得出齐全准确的油、气、水产量和压力及渗透率数据。

根据关键井的研究结果，应提出综合研究报告。其内容包括：关键井的解释方法、计

算结果及与其他来源信息的对比情况，对今后测井项目的评价技术和建议等。同时，将关键井的全部研究成果存入测井数据库。

三、测井数据标准化

对于一个油田，在长期的勘探与开发过程中，很难保证所有井的测井曲线是用同一类型的仪器，相同的标准刻度器以及相同的操作方式进行仪器刻度和测量的。各井测井数据间必然存在仪器性能和刻度不一致引起的误差。因此，对油藏描述中所用的测井数据除进行必要的环境影响校正外，还必须对测井曲线进行标准化处理，以提高测井信息在全油田范围内解决问题的能力。

测井曲线标准化就是在全油田范围内采用统一的外部刻度标准来标定各井的同类测井曲线，消除仪器性能和刻度不一致所造成的影响，实现测井数据标准化。虽然，只有用标准化测井数据才能计算出可靠的地质参数。

由于一个油田的同一地层，一般都具有相同的沉积环境和岩石物理特性，因而各井同一标准层的测井数据都具有相似的分布规律。因此，一般选择标准层作为全油田的统一外部刻度标准。当由关键井的标准层建立起各类测井数据的油田（或地区）标准分布模式，便可采用相关分析技术等，对各井的测井数据进行综合分析，消除仪器性能和刻度不一致等非地质因素对测井数据的影响。一般在油田范围内选取 1 ~ 2 个沉积稳定、厚度适中（且变化小）、分布范围广、岩性与测井响应特征明显、易于识别的地层（如油页岩、钙质胶结的致密砂岩、盐岩，硬石膏、稳定的泥岩等）作为标准层。常用的测井曲线标准化的方法有直方图、交会图和趋势面分析。

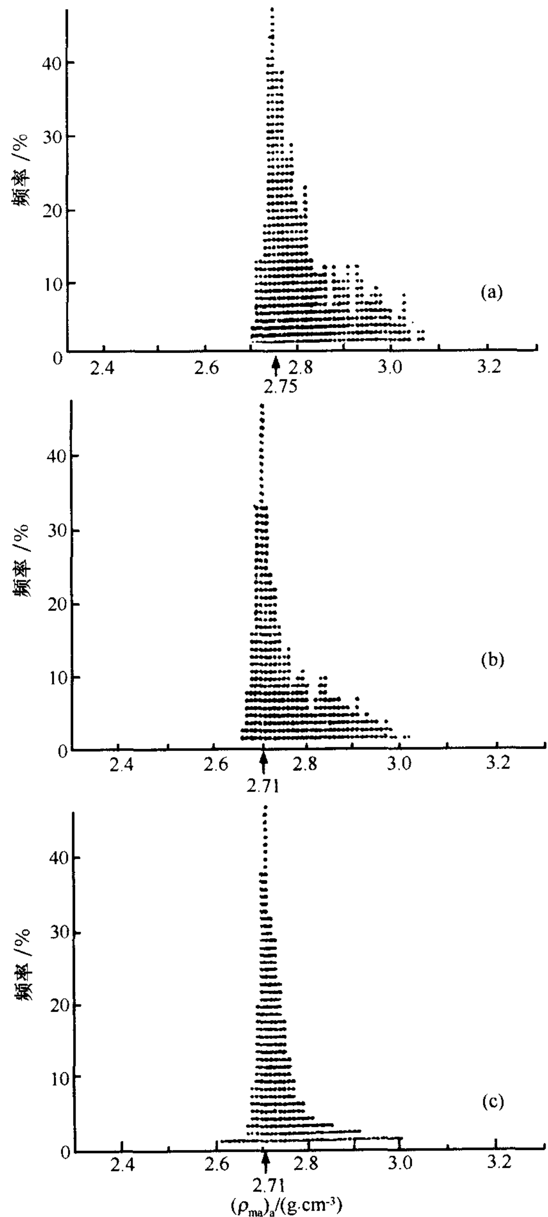


图 7-71　A 井标准化前后的 $(\rho_{ma})_a$ 直方图（a）、（c）和油田的 $(\rho_{ma})_a$ 直方图（b）

（一）直方图和交会图

将关键井中标准层段的直方图、频率交会图或多维直方图作为油田统一标

准，来检验和校正其他井的测井曲线，使其他井标准层段的测井特征与关键井一致。依据是在相同沉积环境下同一油田的不同井中，用同类测井曲线对同样标准层所作的上述直方图和频率交会图，其测井数据应显示出相似的频率分布和均值。

标准化前，应对测井曲线进行环境影响校正，然后作标准层段的直方图或频率交会图，并与关键井的相应图形作对比。如两者有明显差异，且标准层的岩性又无明显变化，说明该井的测井曲线有误差，此时可用求相关系数最大值方法求出测井校正值。或更简单些，将该井与关键井标准直方图的测井均值之差 Δx 作为校正值，用均值平移法对测井曲线进行标准化。显然，设标准化前、后测井均值为 x 和 x_c，则

$$x_c = x + \Delta x \tag{7-14}$$

Δx 为关键井标准层测井均值 $\bar{x}_0$ 与本井标准层测井均值 $\bar{x}$ 之差，$\Delta x = \bar{x}_0 - \bar{x}$。

图 7－71（a）与图 7－71（b）是 A 井和油田标准层视骨架密度 $(\rho_{ma})_a$ 直方图。两者的视骨架密度 $(\rho_{ma})_a$ 的最大频率值相差 0.04g/cm^3。为分析产生差异的原因，用声波、密度和中子测井数据作 A 井的油田标准层段三维直方图（图 7－72），通过计算两个三维直方图的最大相关系数，求出每种测井的校正值：$\Delta(\Delta t)=0$，$\Delta\varphi_n=-4.183$p.u.，$\Delta\rho_b=0.0075$g/cm^3。校正后，重做 A 井的 $(\rho_{ma})_a$ 直方图如图 7－71（c）。此时，图 7－71（c）的最大频率值为 2.71g/cm^3，同油田直方图一致，说明图 7－71（a）和图 7－71（b）的 $(\rho_{ma})_a$ 差异是由于 A 井密度测井曲线刻度误差引起的，而不是标准层段岩性变化引起的。应用 $\Delta\rho_b=0.0075$g/cm^3 对 A 井密度测井曲线作校正，使其标准化。

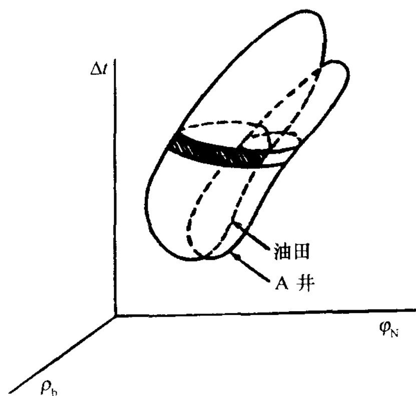


图 7－72　A 井与油田标准层的三维直方图

（二）趋势面分析

用趋势面分析进行测井曲线标准化的原理是根据各井测井数据用一个拟合的数学曲面来逼近油田的标准层，把测井值看成是反映标准层的有用信息（即趋势成分）和仪器刻度有关的局部变化（即偏差）两部分组成。当标准层测井特征明显，且在全油田稳定时，如果利用充分逼近标准层的最佳数学曲面，根据各井地理坐标计算出标准层的测井趋势值，可认为标准层测井趋势值与实际测井值之差（即偏差）就是仪器刻度等引起的偏差，即标准化时所需要的校正值。最好是选择两个岩性均匀、分布广而稳定的地层作为测井刻度的高、低两点的标准层。

设充分逼近标准层的最佳拟合多项式为

$$\hat{z} = b_1 + b_2x + b_3y + b_4x^2 + b_5xy + b_6y^2 + \cdots \tag{7-15}$$

式中：x，y 为观测点（井点）的地理坐标值；z 和 $\hat{z}$ 为标准层的实际测井值与趋势值。根据若干井的实测数据点（x，y，z），应用最小二乘法确定方程中的 b_1，b_2，b_3…便可获得充分逼近标准层的最佳趋势面方程（7－15）。此时，就可根据井点的地理坐标（x，y），计算该井标准层的测井值 $\hat{z}$，求得它与标准层实测值 z 的偏差 $\Delta z=\hat{z}-z$，即曲线标准化时的校正量，再利用下式逐点或逐层计算，便可获得该井标准化后的测井值 z_c：

$$z_c = z + \Delta z \tag{7-16}$$

四、测井相分析

测井信息是研究沉积特征的有力工具，现已广泛应用测井信息来研究岩石的沉积相。一般地，同一沉积环境中某类岩性（或岩相）的地层具有一组特定的测井参数值（包括测井响应值和从测井提取与岩性有关的信息）；而该井测井参数值对应同一类岩性（或岩相）地层的概率是很高的。因而，可用测井信息将整个钻井剖面的地层划分为若干具有地质意义的测井相。测井相又叫电相，就是用以反映沉积岩岩性（或岩相）特征，并能将不同沉积区分开的一组特定的测井参数集。测井相分析原理是：先根据有较多取心资料的关键井中已知岩性（或岩相）地层的测井参数，应用一套数学分类准则将各组测井参数划分为具有地质意义的测井相；再通过与岩心描述的岩相作详细对比，确定每种测井相的岩性（或岩相）类型，建立本地区的测井相-岩性（或岩相）数据库；最后根据所用的数学分类准则及测井相-岩性（或岩相）数据库，对关键井及绝大多数未取心井进行连续逐层的测井相分析，并鉴别每层的岩性（或岩相），最终获得这些井剖面所有地层的岩性（或岩相）。某类测井相能否有效地反映出某一岩性（或岩相）特征，取决于所用测井信息的类型、数量与质量以及数学分类准则。因此，应选择最能反映岩性（或岩相）特征的一组测井参数来进行测井相分析。通常，采用自然电位（SP）、自然伽马（GR）、自然伽马能谱（SGR）、测井中的无铀曲线（CGR）和 U、Th、K 含量曲线，中子 φ_N、密度 ρ_b，声波时差 Δt，深、中、浅视电阻率等测井曲线，以及反映岩性特性的参数 m、n、V_{sh} 与 $w(U)/w(K)$等参数来进行有效的测井相分析。

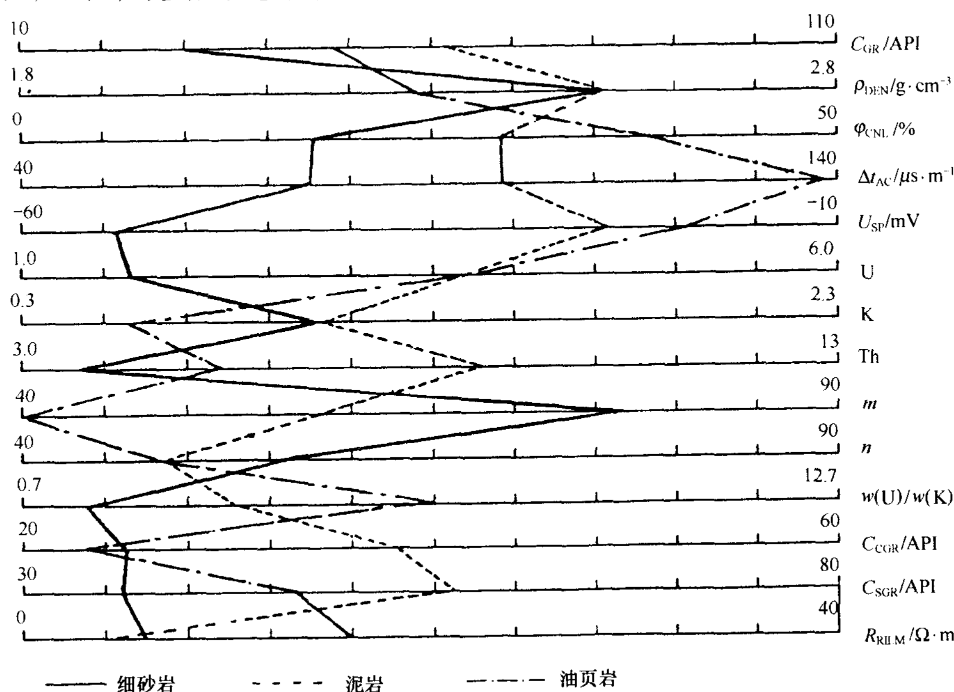


图 7-73 牛庄油田砂岩、泥岩和油页岩测井相梯形图

测井相分析方法有许多种，大体可分为定性的图形识别法和计算机自动测井相分析法。图形识别法就是用梯形图或蛛网图将不同岩性（或岩相）的测井相直观地显示出来。图7－73显示出牛庄油田的细砂岩、泥岩和油页岩的测井相梯形图。图7－74显示出点砂坝与河口砂坝的测井相蛛网图与梯形图。图中每条轴线代表一种测井值或参数，将各种岩石或图7－73中岩相的测井参数标在相应的轴线上，用折线连接起来，便形成一定形状的测井相图。显然，不同岩性、岩相或沉积微相的岩层具有不同形状的测井相图。在关键井中根据测井的岩心录井等建立本油田各种岩相或沉积微相的梯形图或蛛网图，确定该油田测井相与地质相的对应关系后，再对其他井的地层作出测井相图。通过比较关键井和其他井的测井相图的形状（也可计算面积）来推断这些井的地层所属的岩性、岩相或沉积微相。

图7－75是胜利油田牛38井用AEFS软件得出的测井相分析成果图。牛38井是一口系统取心井，取心井段为2770～3367.9 m，取心总进尺为597.9 m，岩心总长度为580.28 m，平均岩心收获率为97.05%。对本井的2770～3370 m井段进行测井相分析，所用的测

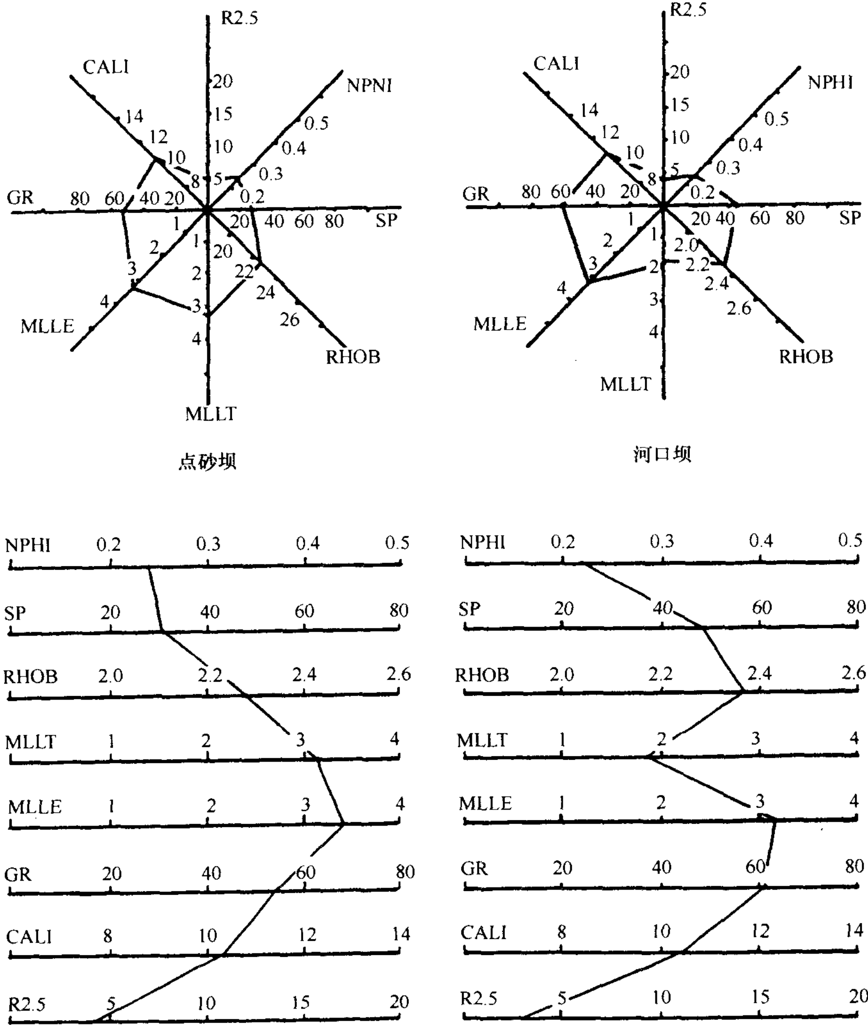


图7－74　点砂坝与河口砂坝的测井蛛网图与梯形图

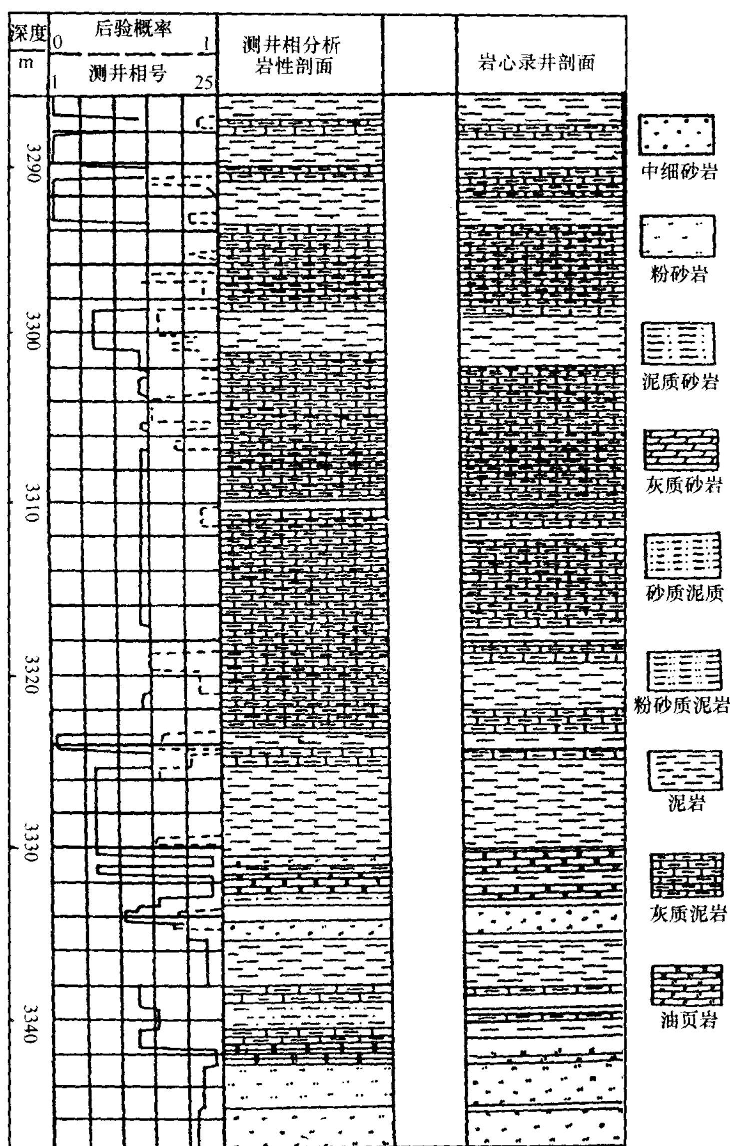


图 7－75　取心井牛 38 井测井相分析成果图

井曲线有 SP、GR、φ_{CNL}、ρ_b、Δt、自然伽马能谱测井的 SGR、CGR、U 含量、Th 含量、K 含量、RILD、RILM 及 RMSFL 等 13 条曲线，并计算出反映岩性特征的参数 m、n、V_{sh}和 $w(U)/w(K)$，共用 17 个测井参数来进行测井相分析。

测井相分析的重要目的是根据系统取心的关键井资料建立的测井相-岩相数据库、测井相判别模型及测井相分析软件，应用到本地区绝大多数未取心井作测井相分析，获得这些井的更可靠的岩性柱状剖面图。用此法对油田其他未取心井作测井相分析的结果与岩屑录井对比，其主要岩性的符合率达 80% 左右。

将自动测井相分析技术 AEFS 作适当改进后，可用这一技术在计算机上自动连续识别

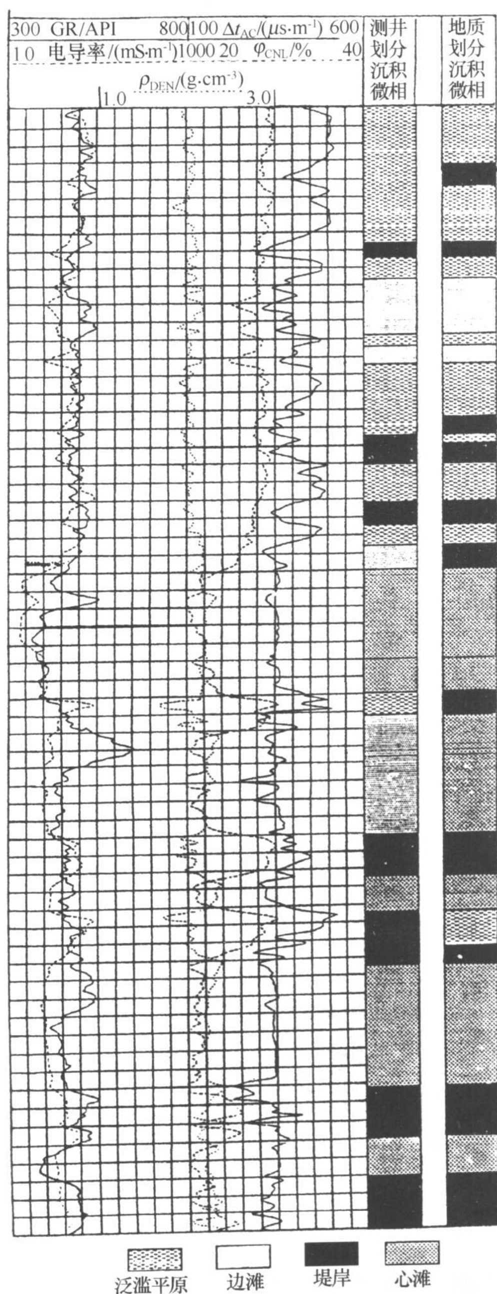


图 7－76 埕北 20－1 测井沉积微相分析成果图

钻井地层剖面的沉积微相。图 7－76 显示出用测井相技术对埕北 20－1 井进行沉积微相分析的成果图。可见，测井识别的微相与地质划分微相吻合较好，两者吻合率达 76.3%。

由于测井相分析能够获得深度准确、质量较好的单井岩性或岩相柱状剖面图这一重要的基础地质资料，它在石油勘探开发中有着广泛的用途。它主要应用有：

1）确定井剖面各地层的岩性或岩相，研究岩性特征。

2）选择岩性解释模型、方法及解释参数。

3）研究地层层序关系，作井与井间地层对比。

4）研究油田储层的纵横向变化及油气层分布，帮助预测有利含油气区块并制定合理的开发方案。

5）进行沉积相与构造地质研究等。

五、测井解释模型、单井评价与地层对比

（一）建立测井解释模型与油田参数转换关系

根据关键井的测井、岩心分析数据和地层测试等资料，研究本油田各油层组的岩性矿物成分、岩石构造特征和储层物性参数变化规律以及主要储层的测井响应特征，从而建立适合于本区各油层组的岩性解释模型并获得区域性解释参数。如骨架矿物的测井值、泥质或粘土矿物的测井值，地层水成分、矿化度和电阻率，本地区地温梯度，钻井液和钻井液滤液的矿化度、电阻率、密度及泥饼的电阻率，碳氢化合物的组分及其测井特征值，以及电阻（电导）率响应方程中的孔隙结构指数 m、饱和度指数 n 以及 a 和 b 等参数。

为了提高测井数据对地下地质特性的直接求解能力，还应采用岩心分析资料来刻度测井信息的方法，研究储层岩性、物性、含油性和测井响应特征间的关系（即所谓四性关系）；从而利用数理统计方法来建立适合于本油田的经验解释模型及参数转换关系。然后

利用这些经验解释模型与参数转换关系对测井数据进行计算机处理解释。

建立油田参数转换关系的传统的方法是以“四性”关系研究为基础。按现代测井技术的概念来说，传统的“四性”关系已扩展为测井与非测井两大信息系统多层次、多方位的相关分析。它们包括测井响应自身的内在联系和定性、定量分析模式；测井数据与岩石的岩性、结构、储层物理特性、渗流特性以及油气含量等之间的定性和定量相关性；测井相、地震相和沉积相之间多层次的关系。这种广义的转换关系（测井地质解释）在油藏描述中是至关重要的。只有开展有效的油田参数转换关系的研究，测井信息才具有实际的求解能力。

（二）单井综合测井评价

在关键井研究中作了测井相分析，确定了测井解释模型，建立了相分析、油田刻度标准和油田参数转换关系的数据库后，就可以对全油田所有井进行单井综合测井地层评价。

1）对所有井的测井曲线均做油田标准化处理，得到标准化的测井曲线。

2）对测井项目齐全的井，应采用适当的测井解释模型及相应的分析程序处理测井数据，得到准确的储层参数值；对关键井或复杂岩性地层，应采用最优化测井解释等程序作特殊处理。

3）对测井项目不全的井，应用数据库的油田参数转换关系，估算该井储层的孔隙度 φ、含水饱和度 S_w 及渗透率 k 等参数，进行合理评价。

每口井处理后得到的储层参数均存入数据库。这种单井综合测井评价结果要比以前单独用计算机处理的结果更精确可靠，因为：①经油田标准化处理后，使全油田所有井的测井曲线都有好的一致性，可将各测井数据的不确定性和刻度误差等减到最小程度。②采用在全油田适用的测井解释模型和参数。③用油田参数转换关系对测井项目不全的井做出合理的地层评价，可以较好地计算所有井的渗透率。④能在全油田范围内对测井解释结果进行更严密的质量控制。

（三）地层对比

地层对比是地层分析的基础工作之一。在油藏描述中，应用多井测井评价进行油田研究的最终成果的质量，在很大程度上取决于井与井间的地层对比工作。通过地层对比可以了解地层的层序、岩相及地层厚度变化，弄清断层与不整合接触关系，研究储层在整个油田上的纵向、横向变化规律，查明油层的分布及其连通情况，为寻找有利含油气区块与合理开发油田提供依据。同时，通过地层对比详细了解储层的岩性、岩相特征，客观地选择测井解释模型、解释方法和确定解释中的基本参数，进行最佳测井评价。因此，在多井评价中，地层对比是能否获得油田研究可靠成果的关键之一。当前，测井曲线的井间对比是在地层组段（或油层组）对比的基础上的小层（或油层）对比。在对比中，除了直接应用测井曲线形态特征外，还可利用测井相分析结果（即划分的岩相、沉积微相）。除了人工对比外，还广泛研究应用计算机进行自动辅助地层对比。例如，应用相关分析、功率谱分析、灰色关联度、岩相序列对比、动态规划、模式识别和人工智能等技术进行地层对比。图 7－77 显示出某油田 5 口井的沙三中小层的对比图，其结果与人工对比结论基本一致。

六、油田构造、储集体的几何形态及参数集总

研究油田地质构造、准确描述储集体的几何形态及储层参数集总是油藏描述的关键问

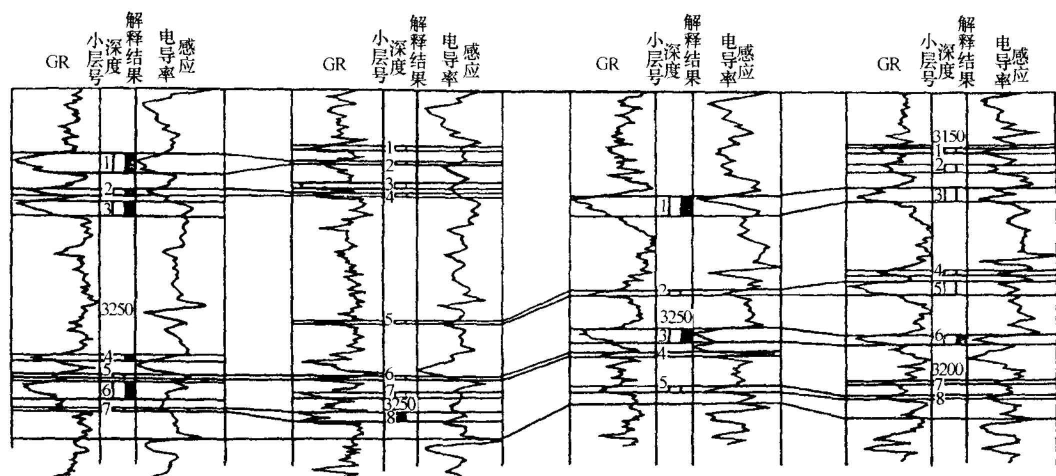


图 7－77　应用多井对比专家系统 ESOMW 做的小层对比图

题，也是绘制各种储层参数等值图、描述储层参数空间分布的基础。常规测井和倾角测井的突出优点可以精确确定井内的地层深度、倾角和方位及地震波速度。但是，测井的探测范围很小，只能研究井内的情况；不能研究较大范围内的地层情况。地震突出的优点是能研究很大范围内的地质构造，但不能准确确定各个地层的性质及深度，所得构造图往往不够准确。把测井和地震结合起来，发挥两者的优势，点面结合，便可以精确确定地质构造和储集体几何形态。应用声波-密度测井制作的人工合成地震记录，起着连接测井—地震数据链的作用，可用于解决地面地震记录的层位标定问题，使地震解释得到精确的深度解释与较好的时间-深度关系，提高解释地质构造和砂体预测的精度。垂直地震剖面（VSP）可研究地震波的传播与深度关系，分析多次波，并得到精确的地震记录，得出一条在井内地震波频率下的高分辨率时间-深度转换关系曲线。零井源距 VSP 测井的主要应用是地层标定，用 VSP 地震层速度及真倾角信息，更精确地对井眼附近的地面地震作偏移校正。因此，将现代测井技术、合成地震记录和 VSP 等技术综合应用到地面地震解释，更能精确地描述油田地质构造与储集体几何形态。

为了研究油田地质构造与储集体几何形态，应在油田范围内布置间距规则的网格。网格的间距应兼顾井距与计算精度的要求来确定，然后选择已知井或地震测点作为控制点；根据测井确定的储层顶、底部深度或地震确定的标准层地震时间或深度值，采用克里金技术或样条函数等方法估计出规则网络节点处的储层顶、底部深度或标准层的地震时间值。离散数据网络化得到三维立体网络数据体，这是绘制描述地质构造和储集体几何形态的各种地质图件的前提。最后，根据三维数据体，应用专门的绘图程序绘制表征油田地质构造、储集体几何形态的等高线图（图 7－78）、三维构造图（图 7－79）或剖面（切片）图及砂岩体的栅状图（图 7－80）。

因为单井综合测井地层评价是逐点（如采样间距为 12.5 cm）进行的，所得成果数据量非常庞大。为了以后的计算与作图，需要做某种简化处理，提供每口井储层的简化描述，以适量的有代表性的参数值来描述储层。为此需要计算储层参数（φ、S_w、k 等）的

平均值和累计值（如油层累计体积、累计孔隙度体积、累计油气体积等）。这种简化和计算的过程叫集总。

1）计算储层的真垂直深度（TVD），以便进行井与井的对比，研究储层的变化。

2）计算储层的真垂直厚度（TVT），以便在斜井条件下计算储层的累计值，研究储层厚度的变化。

3）根据测井曲线、测井相分析和单井评价结果进行井与井间的地层对比，以便研究储层性质及参数在纵横向上的变化。

4）对储层进行分区分层，使每个小层在纵横向上性质都比较稳定，以便采用小层的平均储层参数来代表该层的性质。

5）采用截止值方法，把无生产价值的低孔隙度、低含油气饱和度和低渗透率地层除掉，以便计算有效的油气地质储量和提供油藏模拟所需的有效参数。截止值的选择是通过分析累计油气体积和孔隙度、含水饱和度及粘土含量截止值的交会图来确定的。例如，经过对这些交会图的分析，发现 $\varphi<10\%$，$V_{cl}>40\%$，$S_w>40\%$ 和 $k<1.0\times10^{-3}\mu m^2$ 的地层，对总油气储量无任何贡献。确定这些数值分别为 φ、V_{cl}、S_w 和 k 的截止值。采用截止值后得到的集总参数叫净参数，如净孔隙度、净油气饱和度、净渗透率等。

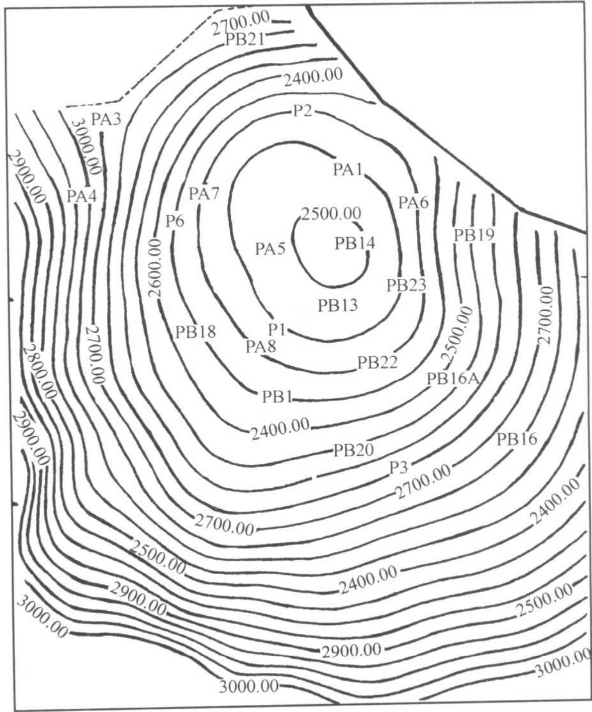


图 7－78　油藏顶部等高线图

数字单位 m

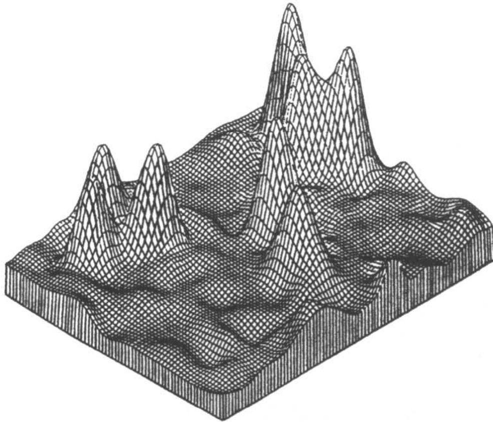


图 7－79　构造三维立体图

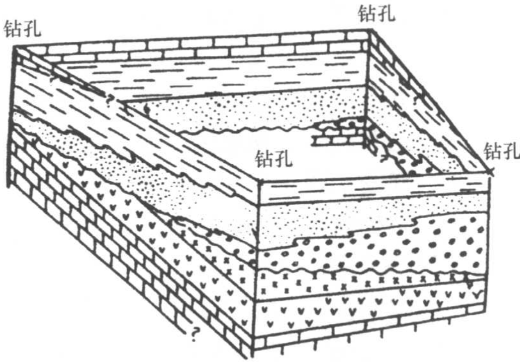


图 7－80　栅状图

图7－81是采用截止值（$\varphi=5$p. u.，$S_w=50\%$）后得到净储层和净产层示意图。

通常，对每个储层计算的集总参数有真垂直厚度、平均和累计孔隙度、平均和累计渗透率，平均油气饱和度、累计油气体积等。

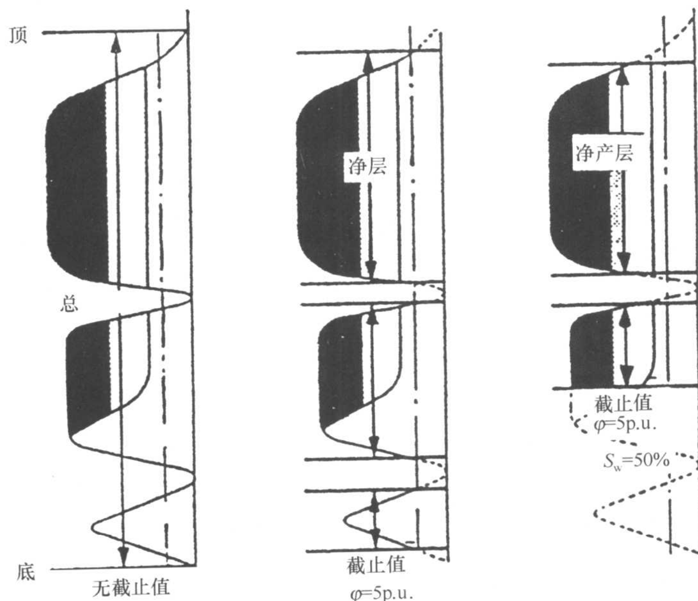


图7－81　采用截止值进行参数集总处理

七、油气储量、成果显示与单井动态模拟

当确定油田地质构造和进行参数集总处理后，便可以计算全油田的油气总体积。首先，求出各区块中储层顶面与油-水接触面之间的总岩石体积；然后，用集总处理的各区块的平均孔隙度和含油饱和度分别计算出各区块的油气体积，把它们加起来就得到全油田的总油气体积。

同时应用绘图软件绘制各参数的二维等值图、三维立体图、切片图等一系列图件，显示储集体及油藏参数的空间分布，从而对油气藏作出直观评价。

1）构造图。构造等高线图、三维构造图及砂岩层的栅状图等。

2）油气层厚度图。真垂直厚度、等厚图。

3）孔隙度图。总孔隙度图、净孔隙度图、平均孔隙度图、累计孔隙度图等。

4）饱和度图。含水饱和度 S_w、冲洗带含水饱和度、S_{xo}和含油饱和度 S_o 图。

5）渗透率图。平均和累计渗透率图。

6）每个油气层的总油气体积图。

所有这些图件均可用彩色的二维图或三维图来显示。这些图件数据可录制在磁介质上作全油田油藏模拟模型的输入。

单井动态模拟又叫油井模型。它是根据稳定和不稳定的渗流理论，采用适当的描述油层中流体运动规律的数学方程，计算油井产量和压力等动态参数，并将它们与实测值作比较；通过调整油层参数及模型，使两者达到匹配。单井动态模拟的目的是使单井模型预测

的下列参数与实测值达到满意的匹配：

1）油井投产后的压力降。

2）当井内流动达到稳定时，用生产测井、重复式地层测试器等方法得到的流量剖面、流动压力与采油单元的流入动态特性关系 IPR。

3）试井时测得的关井后的瞬态井底压力响应值及压力恢复曲线等。

它主要是通过调整每个产层的渗透率和表皮系数等参数，使单井模型预测的油井流量剖面、压力降和压力恢复响应等与实测值达到满意匹配为止。一旦达到匹配，便得到了经过改善的、可靠而一致的油层动态描述结果。这种动态描述不仅综合了裸眼井测井岩心分析、重复式地层测试器、试井和生产测井等所有可用的信息；而且还使这些不同类测量数据之间相互协调得更加紧密，并充分利用了油井动态的所有信息。

单井动态模拟所需要的输入参数如下：

1）油层参数。油层的有效厚度、孔隙度、地层水饱和度、径向和垂向渗透率等。它们是由测井分析程序处理裸眼井测井数据得出的。

2）压力资料。用重复式地层测试器等测量的各产层的垂向压力分布。

3）油井产量剖面。用生产测井解释得出的产量分析结果。

4）完井资料。被射开的油层及其表皮系数，后者表示由于射孔等原因而造成对油层的损害情况。

最好还有岩心分析和生产测试等资料。

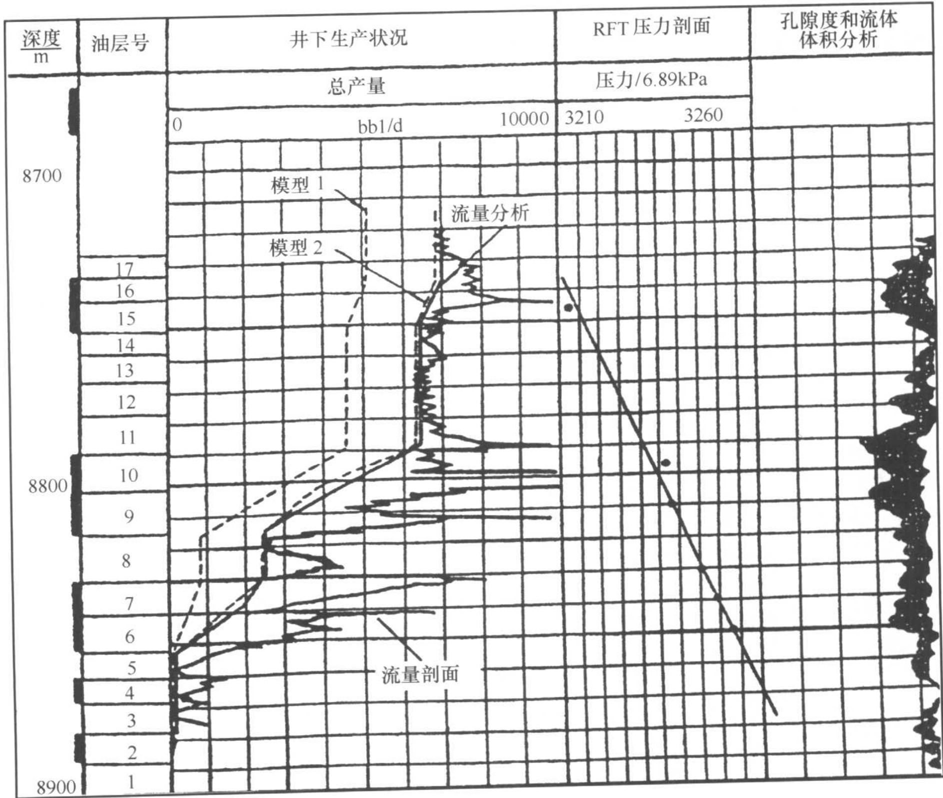


图 7－82　单井动态模拟的实例

1bbl＝0.119 m^3

单井动态模拟的结果可用于如下方面：

1）改进油藏描述。如改善各产层的径向和垂向渗透率估计值。在全油田范围内，可用实际油井产量来检查和调整油田渗透率转换关系。

2）比较透彻地了解油井动态特征。如各产层能量的实际消耗，部分射开油层的效果，对油层的损害及增产措施的效益等。

3）检验可能的完井方式与生产措施的效益。

4）最优的油井测试设计及解释等。

同时，达到匹配的油井模型还为全油田的油藏动态模拟提供边界条件、油井产量或注入井的注入量、井底压力、在径向流动区域边缘处的油层压力等。当单井模型与实际井的动态特性相符合时，则单井动态模拟将提高油田油藏动态模拟预测结果的可靠性，使油藏模拟更好地代表实际的油藏。

图 7－82 示出碳酸盐岩油田中用油井模型来模拟一口井的动态特性。根据裸眼井的测井解释、渗透率值及被射开井段，将油藏划分为 17 个小层。输入参数为生产测井的流量分析解释结果，重复式地层测试器测得的压力，裸眼井测井计算机解释的孔隙度、含水饱和度，岩心渗透率等。生产测井测得的流量剖面曲线上有几处突然向右偏移，很可能是原油单点进入引起的。因为该井未进行酸化处理，所有层的初始表皮系数均假定为 0，模拟计算结果示于图中的模型 1。计算的第 6、7 层的产量（$77m^3/d$）比流量分析得出的实际产量（$267m^3/d$）要低得多。资料分析表明，第 6、7 层可能有裂缝，取第 6、7 层的表皮系数为 －3，并稍微调整渗透率和表皮系数、得出的模型 2 与流量分析结果匹配很好。该模型改善了油层参数，并用于研究可能的完井方式、增产措施及压力恢复测试的设计。

参考文献

蔡柏林，王惠濂等．1983．金属矿钻孔地球物理勘探．北京：地质出版社
测井学编写组．1998．测井学．北京：石油工业出版社
楚泽涵．1987．声波测井原理．北京：石油工业出版社
丁次乾．1992．矿场地球物理．东营：石油大学出版社
郭荣坤，王贵文，唐为清．1996．测井沉积学解释计算机辅助系统．北京：石油工业出版社
黄隆基．1985．放射性测井原理．北京：石油工业出版社
陆大卫，江国法等．1998．核磁共振测井理论与应用．北京：石油工业出版社
毛希安．1996．核磁共振基础简论．北京：科学出版社
欧阳健等．1994．石油测井解释与储层描述．北京：石油工业出版社
塞拉 O［法］．肖义越译．1992．测井资料地质解释．北京：石油工业出版社
塞拉 O［法］．谭廷栋，廖明书，郝志兴，尚海筹译．1992．测井解释基础与数据采集．北京：石油工业出版社
石油测井情报协作组．1998．测井新技术应用．北京：石油工业出版社
王冠贵．1988．声波测井理论基础及其应用．北京：石油工业出版社
王惠濂．1985．综合地球物理测井．北京：地质出版社
王曰才，王冠贵．1987．地层倾角测井．北京：石油工业出版社
尉中良．1990．CLS 数控测井系统．北京：石油工业出版社
肖慈洵，欧阳健等．1991．测井地质学在油气勘探中的应用．北京：石油工业出版社
阎敦实．1993．中国典型石油测井解释图像．北京：石油工业出版社
雍世和，张超谟．1996．测井数字处理与综合解释．东营：石油大学出版社
曾文冲，何登春，欧阳健．1986．测井地层分析与评价．北京：石油工业出版社
曾文冲．1991．油气藏储集层测井评价技术．北京：石油工业出版社
张庚骥．1984．电法测井（上册）．北京：石油工业出版社
张庚骥．1986．电法测井（下册）．北京：石油工业出版社
张守谦，顾纯学，曹广华．1997．成像测井技术及应用．北京：石油工业出版社
中国石油天然气总公司与斯伦贝谢公司．1997．1997 中国测井评价会议论文集．北京：石油工业出版社
中国石油学会石油测井学会．1991．测井资料的地质应用．北京：石油工业出版社
中国石油学会石油测井学会编．1990．地球物理测井国际讨论会论文集．北京：学术书刊出版社

［Ｇｅｎｅｒａｌ　Ｉｎｆｏｒｍａｔｉｏｎ］
书名＝高等学校教材　地球物理测井
作者＝尉中良　邹长春编著　刘光鼎系列教材主编
页数＝３９９
ＳＳ号＝１１５６７４００
出版日期＝２００５年０８月第１版

前言

目录